地質学雑誌 第62巻 第724号 昭和27年6月10日第三種郵便物認可 昭和 31 年1月25日発行(毎月1回25日発行)

地質學雜誌

第62巻 第724号

1956年1月

原著論文 頁

いわゆる支笏泥熔岩について——西南北海道東部地域の地質 第2報——
……土居 繁雄・小山内 熙 (1)

富山県西南部水無ふきんにおける地質構造単位と変成岩類との関係について(第1報) ……鈴木 守 (8)

四国西部の板取川層群——上部石炭系中部統にかんする問題について——
(四国秩父累帯の研究 そのV) ……石井 健一 (20)

四国三波川帯におけるキースラーガーの層序学的位置
……小島 丈児・秀 敬・吉野 言生 (30)

短報

飛騨山地福地付近の尾添谷礫岩について……猪郷 久義 (46)

ニュース……(47)

日本地質学会

(東京大学理学部地質学教室内)

日本地質学会第 63 年総会並びに年会について

期　日　昭和 31 年 4 月 1 日（日）～4 日（水）

場　所　京都大学法学部（1 日）～同志社大学明徳館（2～4 日）

1. **見学旅行**　に次の個所が追加されました．
   四国大歩危地方（阿波池田より貸切バスにて 6，7 日見学）
   （参加希望者は 3 月 10 日（必着）までに往復はがきで広島市東千田町　広島大学理学部地学教室小島丈児宛お申込み下さい）
2. **総会並びに年会のプログラム**　は 2 月号に貼付いたします．

会費納入についてのお願い

本号には振替用紙を貼付いたしましたから，会費納入に御利用下さい．振替料金は 1000 円まで 25 円，10000 円まで 40 円です．会員各自の会費は葉書にてお知らせ致しますが，本会の会費（正会員年 1000 円，准会員年 700 円）は前納していただく規定です．なお，30 年度までの会費未納の方には清算額をお知らせ致しますから，この際，ぜひお納め下さい．

本会はその収入を会費（全収入の 78%）と研究成果刊行補助金（全収入の 14%）によつており，ほかの収入がほとんどありません．しかも，雑誌の印刷・発送に全支出の 80% をつかつています．ほかに財源を持つておりませんので，会費を前納していただかないと学会運営に支障を来たしますから，御納入にぜひ御協力願います．

会 計 委 員 会

第62巻 第724號　　地 質 學 雜 誌　　1956年1月

原 著 論 文

いわゆる支笏泥熔岩について*

—西南北海道東部地域の地質 第2報—

土 居 繁 雄**・小 山 内 熙**

(1955 年 7 月 19 日受理)

On the so-called Shikotsu-welded tuff

Shigeo Doi and Hiroshi Osanai

(Abstract)

The volcanic rocks widely distributed around the so-called Shikotsu caldera-lake, Hokkaido, have been regarded as pyroclastic sediments or a kind of tuffs by many geologists, and have been called under the names of Shikotsu-welded tuff, Ishiyama tuff and Tsukisappu tuff at the localities where they are typically exposed. However these volcanic rocks which are welded tuff and pumiceous tuffs in origin are here called the Shikotsu volcanics.

The geological age of these volcanics have been a problem to the geologists in Hokkaido, and here it is determined to be late Pleistocene in age from the result of the field works.

The Shikotsu volcanics covers unconformably the higher and middle terrace deposits as well as the older pleistocene deposits, and is interposed into the lower terrace deposits, suggesting that it was formed during deposition of the gravel bed the lower terrace. Accordingly, the eruption of these volcanics was during the late Pleistocene and pre-Holocene age.

I. まえがき

札幌から苫小牧(とまこまい)にぬける低地帯は，石狩(いしかり)低地帯といわれ，西南北海道の東縁を区切る，1つの構造線をあらわしている。そして，この低地帯の西側の地域には，やや起伏のはげしい山地，および，それをかこむような形で発達する台地という，2つの特ちようのある地形がみられる。

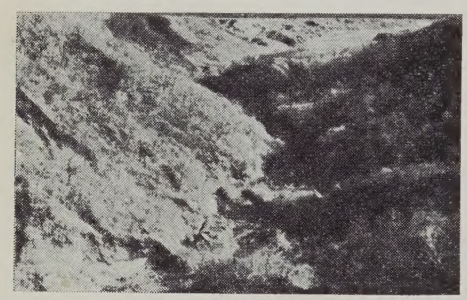
---

* この報告は，1952 年4月5日，日本地質学会において発表したものに，その後の新しい資料を加え，補足修正したものである．
西南北海道東部地域の地質第1報は，斎藤昌之・小山内熙が，北海道地質要報 No. 20 (1952 年) に，「登別泥流に関する 2,3 の問題」と題して，発表している．

** 北海道地下資源調査所

この地形のちがいは，それをつくつている地質によるものである。すなわち，山地はほとんど全域が，新第三紀のいろいろな火山岩類と火山砕屑岩類などからできている。これに反して，台地には，新第三紀層と同時期の火山岩類は全くみられず，いわゆる泥熔岩や洪積層などからできていて，最新の火山噴出物が広くおおつている。

この台地は，いままでは，石山凝灰岩層・支笏泥流・登別泥流などとよばれた，いわゆる泥熔岩からできているとされていた。そして，この台地面は，泥熔岩が流れた面をあらわしているものであろうと考えられていた。もちろん，いままでこの地域の地史は，全くあきらかにされていなかつた。



第1図　支笏火山噴出物におおわれている台地（白老地方）

1951 年から，私たちと斎藤昌之・酒匂純俊らは，北海道地下資源調査所の事業として，地質図巾作成のため，白老，登別地方の地質調査をすすめ，支笏泥熔岩についても，層位・分布・岩質・岩相の変化などについて，かなりあきらかにして，1953 年に発表し，大体つぎのようなことを問題として提供した。

（1）　白老・登別地方には，いままで，全く知られていなかつた旧期洪積世の水成堆積相をしめす地層（森野層と登別層）があり，いままで，同じものかも知れないとされていた，いわゆる支笏泥熔岩と登別泥熔岩は，この地層を夾んで，それぞれ上と下にある（支笏泥熔岩は上位に，登別泥熔岩は下位にある）。したがつて，この2つの泥熔岩は，あきらかに別個のものであり，その噴出の時期にも，大きな間隙があつたこと。

（2）　はつきりと3段にわかれる段丘が，海岸から奥地にむかつて発達し，それぞれに堆積物がのつている。支笏泥熔岩は，それらの段丘のうちのもつとも低いもの，すなわち，一ばん新しい時期の段丘堆積物が堆積しているあいだに噴出したもので，その時期は du_2 であろうということ。

（3）　岩相も，熔岩流のような外観のものから凝灰岩・凝灰角礫岩，さらに浮石質集塊岩というようなものまで，水平にも垂直にも，非常にかわるものであること。

そのご，ひきつづいて藤原哲夫が壮瞥珠図巾の調査をおこない，私たちは石山図巾の調査をすすめていくにつれて，さらに，いろいろなことが具体的にわかつてきた。紹介をかねて小文を草し，ご批判を願う次第である。

なお，本文は，支笏泥熔岩の岩質・岩相の変化をあきらかにするとともに，登別層あるいは段丘堆積物との関係を追求して，噴出の時期・噴出期の環境・噴出活動の様式などについてのべることにした。

この報文をまとめるためには，北海道地下資源調査所地質鉱床課長斎藤昌之氏から，貴重な調査資料や有益なご助言をいただいた。また，北海道大学理学部地質学教室湊正雄教授からは，段丘堆積物と泥熔岩との層位関係ならびに噴出時代について，いろいろとご教示をいただいた。北海道地下資源調査所の斎藤昌之氏・酒匂純俊氏，北海道大学理学部地質学鉱物学教室の湊正雄教授・舟橋三男助教授，ならびに東京教育大学理学部地質学教室の藤田至則氏からは，原稿の校閲をしていただいた。うえにあげた方々に，厚くお礼を申しあげる。

II. 支笏泥熔岩

（1）　いままでの見解

1940 年，長尾巧によつて，支笏泥熔岩の一部である札幌南方に発達するものが，石山凝灰岩層と

よばれて，ほぼ du_1 の時代のものとされた。そのご 1951 年に，森谷虎彦は，莫然と旧期洪積世であろうと考えた。また，1952 年に佐々保雄・根本忠寛・橋本亘らが編集した「60 万分の 1 北海道地質図説明書」のなかには，支笏泥熔岩のほか登別泥熔岩もふくめて石山層とよび，千才・白老・登別などの地方にかけて，広く分布するものとした。そして，その噴出源は旧支笏火山であり，時代は下部洪積世とされている。だが，説明の根拠となる具体的なことがらは，まつたくあきらかにされていない。

（2） 筆者らの意見

i） 岩質および岩相の変化

1. 岩質　全体として含石英角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩質のもので玻璃を主体とし，浮石――淡黄褐色または灰白色で，絹糸のような光沢をもち，流理構造による縦の条線が平行に発達し，また，薄板状にわれやすい――・角閃石安山岩・普通輝石紫蘇輝石安山岩・ホルンフェルス・硬砂岩・黒雲母花崗岩などの礫をふくんだものである。

2. 岩相の変化　支笏泥熔岩とよばれているものは，肉眼的に，まつたく性質のちがつたものから構成されている。すなわち，浮石質火山灰または，凝灰岩を主体とする浮石流状の部分と，柱状節理の発達した熔岩流状の部分とがみられる。たとえば，白老地方の社台台地では，下から (1) 安山岩の角礫やスコリアなどを多くふくみ，そのあいだを黄褐色の火山灰でうめた未凝固の凝灰岩質集塊岩状のもの。(2) 流理構造があきらかにみとめられ，黒曜石のはさみをふくみ，柱状節理が発達していて，熔岩流のようにみえるもの。(3) 浮石質集塊岩状のもの。(4) 柱状節理が発達していて，熔岩流状のもの，および，(5) 浮石礫や安山岩礫のあいだを火山灰でうめた浮石質火山灰などの 5 つの部分にわけられる。

第 2 図　いわゆる支笏泥熔岩の分布

K 倶知安　Ki 喜茂別　Z 定山渓
Ma 真駒内　Sa 札幌　C 千才
T 苫小牧　Si 白老　N 登別
M 室蘭　Da 伊達紋別　S 支笏湖
D 洞爺湖

1. 貫別岳 (994 m)，2. 蓬来山 (980 m)，3. 札幌岳 (1294 m) 4. 漁岳 (1318 m)，5. 小漁岳 (1275 m) 6. 恵庭岳 (1320 m)，7. 紋別岳 (856 m)，8. 樽前山 (1024 m)，9. 徳舜瞥山 (1322 m)，10. オロフレ山 (1230 m)，11. 来馬山 (1040 m)，12. 鷲別岳 (911 m)

また，支笏湖の北方地域にある石山地方や，西方地域の状溪珠地方では，下から，(1) 安山岩の角礫を多くふくみ，火山灰でうめた凝灰岩状のもの，(2) 柱状節理が発達していて熔岩流状のもの，および，(3) 浮石礫のあいだを火山灰でうめた未凝固の凝灰質集塊岩状のものなどの 3 つの部分にわけられる。

このように，岩相によつて層位的に細分すると，5 相または 3 相から構成されている。

さらに，これらの各岩相を横に追跡してみると，かなりはげしい変化をしめしている。たとえば，

察することができる。ここでは，厚別砂礫層とよばれている低位段丘堆積物が，あきらかに支笏火山噴出物のうえに発達している。しかも，標高 50～70 m の地域では，支笏火山噴出物の下位に厚さ 1 m 以上の砂礫層が発達しており，両者は漸移の関係にある。この事実は，まえにのべた白老・知別地域にみられる関係とまつたく同じである。

第6図　支笏火山噴出物(Md)と厚別砂礫層（低位段丘堆積物）(Ts) との関係
Ts は偽層が発達し，Md を切りこんで堆積している

3. 噴出時代について

以上，のべたように，支笏火山噴出物は，登別層および野幌層はいうまでもなく，高位および中位の段丘面と段丘堆積物を，不整合におおつている。また，低位段丘堆積物との関係は，支笏火山噴出物のうえにのつている砂礫層については問題はない。しかし，この火山噴出物の下位に発達している砂礫層が，はたして低位段丘堆積物であるかという疑問がわく。だが，この砂礫層は，白老・登別地方および石山・札幌地方でよく観察されるように，すくなくとも標高 100 m 以下のところに発達している支笏火山噴出物の下位だけにみられ，より高い標高のところでは，支笏火山噴出物は高位および中位の段丘堆積物を不整合におおつているほか，新第三紀層や登別層または野幌層のうえに，直接，不整合関係でのつていて，砂礫層はまつたくみられない。このような状態からみて，それが低位段丘堆積物であることはまちがいない。したがつて，支笏火山噴出物は，低位段丘堆積物の中にはさまつて発達しているわけである。このようなことから，支笏火山噴出物は，低位段丘堆積物が堆積しているある時期に，噴出したものであり，しかも，その噴出した時代は，新期洪積世の末期で，du_2 であると考えられる。

iii. 噴出活動の様式

すでにのべたように，いわゆる支笏泥熔岩とよばれていたものは，岩相の変化からみて，層位学的にいくつかの部分に細分し，これらを支笏火山噴出物という名称をもちいることが適切であることを，あきらかにした。

これらの各岩相の境には，薄い浮石礫層や浮石質砂層をはさみ，柱状節理の発達している熔岩流状のもの――熔結凝灰岩――をのぞいては，かすかに層理がみとめられ，浮石の分級が明瞭である。さらに，低位段丘礫層が発達している地域になると，各岩相の境ははつきりしていて，砂層や薄い砂鉄層をはさみ，ときには偽層がみられる。

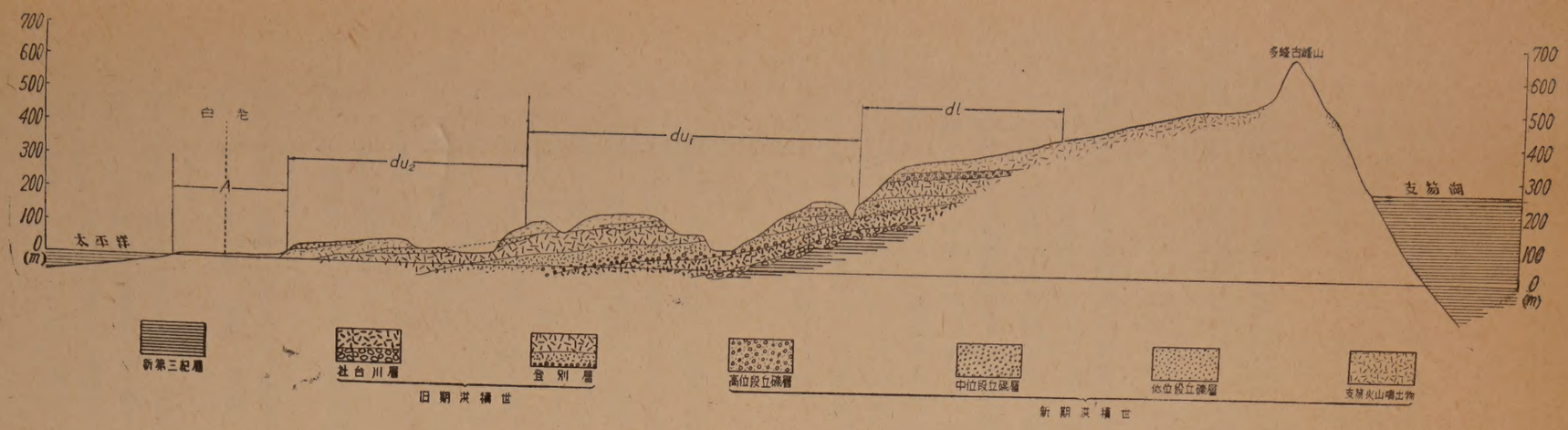
このような各岩相の境の状態や，すでに i でのべた岩相のちがいは，火山活動の様式のちがいを物語るものであろう。すなわち，支笏火山噴出物をもたらした活動は，浮石質集塊岩状のものや浮石質火山灰などをもたらしたような，2 回ないし 3 回の大規模な火山爆発にともなう拋出活動と，熔結凝灰岩をもたらした，1 回ないし 2 回の溢流活動との，くり返しであろうと推定される。

iv. 噴出期の環境

支笏火山噴出物や，その上位および下位に発達している，低位段丘堆積物を観察すると，支笏火山噴出物の噴出した時期の環境を，あるていど推測することができる。

低位段丘堆積物は，砂礫層・浮石質砂層および火山灰層の互層である。これらの堆積の状況は，偽層がひじように発達していて，一般に，数 m のあいだで薄くなつたり，消滅したりする性質をしめしている。また，この堆積物には，厚さ数 cm から 1 cm ていどの薄い砂鉄層がはさまつていて，瀕海あるいは汀線付近の堆積相をしめしている。

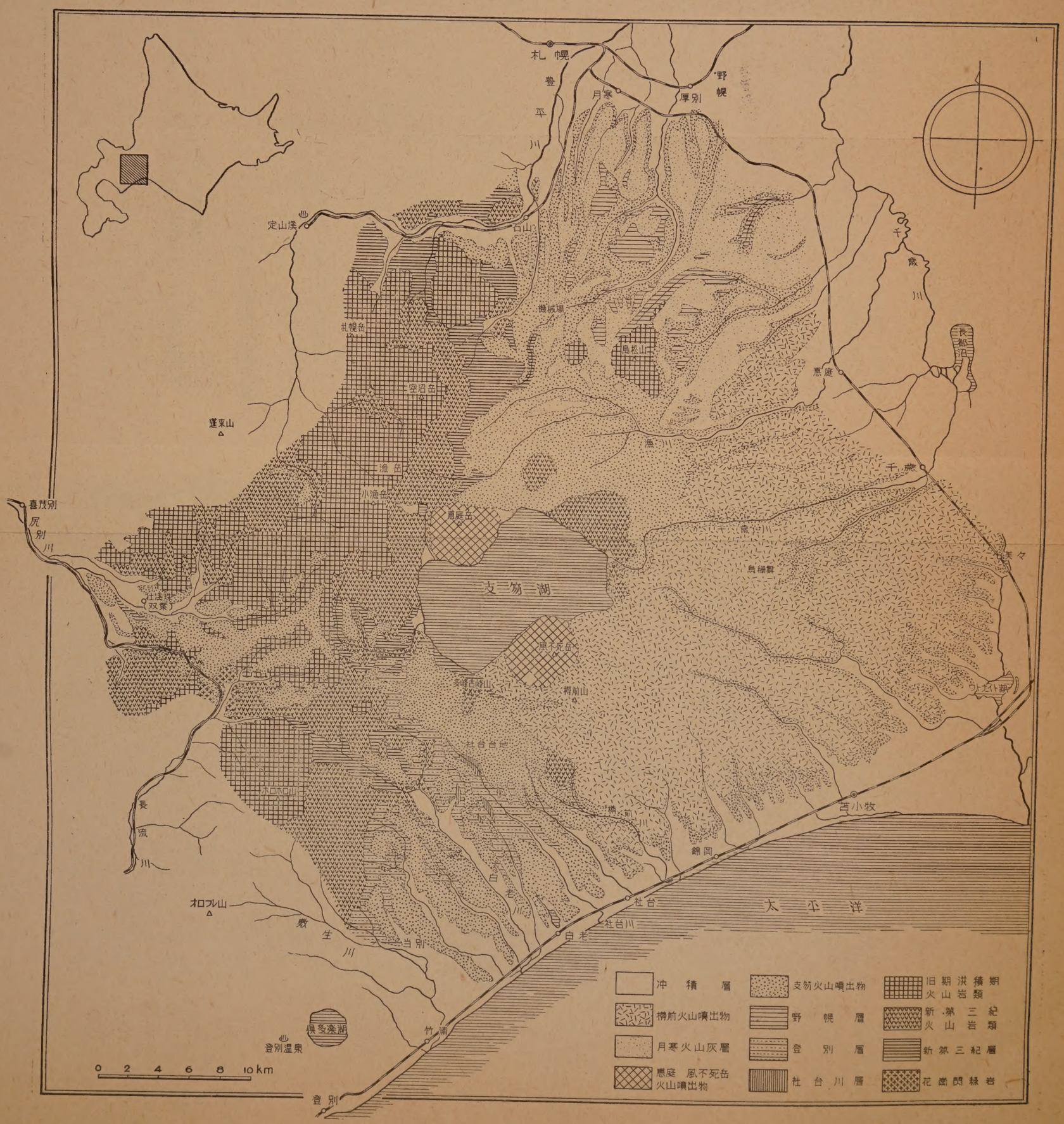
また，支笏火山噴出物の浮石質火山灰または浮石質集塊岩状の部分をみると，標高 100 m 以下のところでは，ふくまれている浮石粒の分級が明瞭で，はつきりした層理がみとめられる。



水　平：高　距＝1：5

第 7 図　支 笏 湖（多峰古峰山）—白 老 間 断 面 図

支笏火山噴出物は，旧期洪積層である登別層はいうまでもなく，高位および中位段丘礫層をおおつている．



第 8 図　札 幌——白 老 地 質 略 図

（石山地方は土居繁雄・小山内熙の調査資料，壮瞥珠地方は藤原哲夫の調査資料，支笏湖付近は石川俊夫の調査資料，白老地方は土居繁雄・小山内熙・斎藤昌之・酒匂純俊の調査資料に，それぞれ拠る．）

このようなことから，標高 100 m 以下のところに発達している支笏火山噴出物は，水中に堆積したことがあきらかで，しかも，汀線にちかい環境にあつたことが推定される。しかし，標高 100 m 以上のところに発達している支笏火山噴出物には，まえにのべたようなはつきりした事実はみとめられない。

したがつて，当時の海岸線のようすは，現在とはまつたくちがつていたもので，いまの標高 100 m 以上のところは陸地化していて，これ以下のところは，汀線以下の深いところであつたと推察される。

III. あとがき

西南北海道の東部地域に発達している，いわゆる支笏泥熔岩の岩質・岩相の変化をあきらかにし，いままで支笏泥熔岩とよばれていたものは，支笏熔結凝灰岩そのものをしめすものでなく，支笏火山噴出物という名称でとりあつかうのが適切であること，および層位学的位置と，この地域に発達している段丘面および段丘堆積物との関係から，噴出の時代・活動の様式・噴出期の環境についてのべた。

このようなことについては，いままで，ほとんど注意されなかつたが，段丘面や段丘堆積物が，火山活動と，どのような関係にあるかということを，あきらかにすることは，第四紀の火山活動や火山岩の研究をすすめていくうえには，ぜひ必要であろう。

なお，支笏熔結凝灰岩の岩石学的特徴や，熔結凝灰岩の形成機構などについても，こんごは研究をすすめていきたいと考えている。

文　献

1) 長尾　巧 (1940)：札幌—苫小牧低地帯（石狩低地帯）矢部教授還暦記念論文集.
2) 下斗米俊夫 (1933)：樽前火山地質調査報文，北大理地卒論（手記）.
3) 鈴木　醇・下斗米俊夫 (1933)：樽前火山，火山 I, No. 3.
4) 鈴木　醇・石川俊夫・石橋正夫 (1942)：登別温泉および倶多楽湖，北海道地質見学案内書 2.
5) 深谷　竜太：10 万分の 1「登別」地質図巾，北海道工業試験場業績（未刊行）.
6) 石川　俊夫 (1951)：北海道の火山，室蘭工業大学地学研究，2 巻 (No. 2).
7) 森谷　虎彦 (1951)：野幌丘陵の水理地質，北海道地質要報，No. 19.
8) 佐々保雄・根本忠寛・橋本　亘 (1952)：60 万分の 1 北海道地質図説明書，北海道科学技術連盟.
9) 斎藤昌之・小山内熙 (1952)：西南北海道東部地域の地質，第 1 報，登別泥流に関する 2・3 の問題，北海道地質要報，No. 20.
10) 斎藤昌之・小山内熙・酒匂純俊 (1953)：5 万分の 1 地質図巾「登別温泉」説明書，北海道地下資源調査所.
11) 土居　繁雄 (1953)：5 万分の 1 地質図巾「白老」説明書，北海道地下資源調査所.
12) 石川俊夫・湊　正雄 (1953)：北日本の welded tuff とその噴出時代，INQUA，日本支部連絡紙，No. 4.
13) 藤原　哲夫 (1954)：5 万分の 1 地質図巾「壮瞥珠」説明書，北海道開発庁.
14) 大塚弥之助 (1931)：第四紀，岩波講座.
15) 鹿間　時夫 (1952)：第四紀，地学団体研究部会，地学叢書 3.
16) 久野　久 (1954)：火山及び火山岩，岩波全書.

富山県西南部水無ふきんにおける地質構造単位と変成岩類との関係について* (第1報)

鈴 木 守**

(1955 年8月5日受理)

On the Relation between the Structural Units and Metamorphic Rocks surrounding Mizunashi, Toyama Prefecture

Mamoru Suzuki

(Abstract)

The "Hida Metamoriphic Zone," one of the prominent metamorphic zones found in Japan, occupies the middle part of the inner zone of the island arc.

It is considered as the oldest metamorphic zone in Japan, and contains high grade gneisses and various granitic rocks which are disposed with a NE—SW trend. The area described in this paper lies in the south-western corner of the said metamorphic zone.

The chief geologic feature of the area is that three petrographical and structural units are distinguishable, and each one shows marked differences in their rock facies as described in this paper.

1) Toga-Momose Structural Unit; This unit lies in the northern part of the area; dome- and basin-like structures are observed. Crystalline limestone, banded gneiss, and plagioclase porphyroclast biotite gneiss are the chief rock types.

2) Mizunashi Structural Unit; Disposed in the middle part of the area, it constitutes a narrow zone with N—S trend. Migmatitic effects are strongly developed. Coarse-grained gneiss, large plagioclase porphyroblast biotite hornblend gneiss, and minor intercalated banded gneiss are the chief rock types.

3) Otorigawa Structural Unit; In the southern part of the area the most typical banded gneiss and crystalline limestone are observed. Their strike agrees with the general trend of the metamorphic zone, and they have a low angle of dip.

The above mentioned data indicate that characteristic rock facies an developed exclusively in the corresponding structural units. Of the same rock-forming minerals in their optic character, volume-percent and mineral association large difference is shown between the different structural units.

The question arises as to the genesis of these difference. The writer considers that they were produced by different geological conditions, specially, tectonic movements. Therefore it is necessary to solve the problem of the tectonic history of the whole area.

The writer supposes as follows. Primarily, the area lay under the influences of regional metamorphism which formed the framework of the Hida Metamorphic Zone. As a result, banded gneiss was produced in the whole area, and dome-and basin-like structures at the same time. According to the writer's field and laboratory studies, it is indubitable that after the metamorphism, metasomatism forming the biotite hornblende gneiss took place in the south-eastern side of the Toga-Momose Unit, and worked upon the banded gneiss. Thus the Mizunashi Structural Unit was formed. A companying the metasomatism, cataclastic movement occurred, as the mortar structure in many gneisses evidences. Thus the production of gneisses was completed simultaneously. The period when this metamorphism occurred is not yet clear, but it seems to be due to the Caledonian or pre-Cambrian orogenesis.

After the main metamorphism had ceased, strongly sheared zones developed along the border zones of the belts of the characteristic rock facies which show a different tectonic history.

* 日本地質学会北海道支部大会講演 1953・3

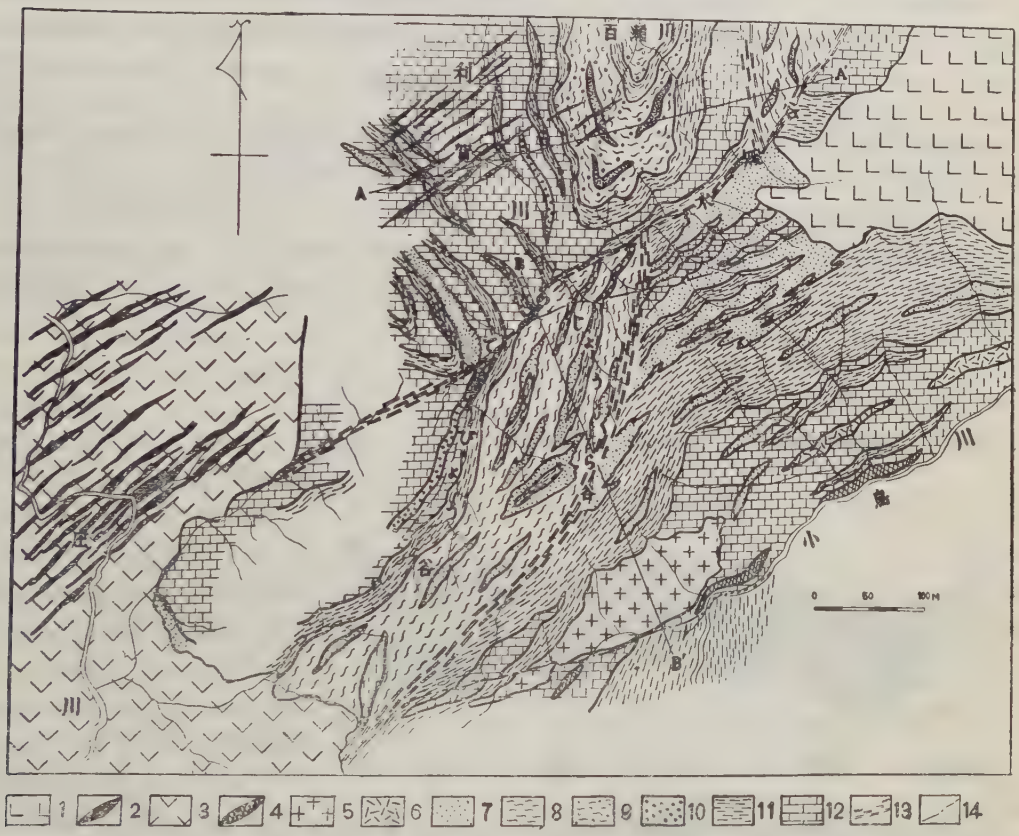
** 北海道大学理学部地質学鉱物学教室

I．はしがき
II．一般地質および地質構造
III．各構造単位を構成する変成岩類の性質
IV．代表的片麻岩の比較
V．造構造史についてのみとうしと今後の問題
VI．おわりに

I．はしがき

ひだ団体研究グループのこれまでの調査によつて，着々と地質図がつくられるにしたがい，しだいに変成帯内部の地質構造もあきらかになつてきた。それによれば，ひだ変成帯は大小いくつかの構造単位からなりたつていることがわかる。1953 年までに明らかにし得たことは，この変成帯が3つの大きな構造単位* にわけられるということであつた。

これから私が述べようとする地域は，西部ブロックとよばれる大構造単位の西の一部にあたり，こ



第 1 図　富山県西南部水無周辺の地質図

1．火山岩類，2．輝緑岩および玢岩，3．白川火成複合体，4．透輝石ペグマタイトおよび伊西閃長岩質岩石，5．微斜長石花崗岩，6．斑糲岩，7．ミグマタイトおよび灰色花崗岩，8．黒雲母角閃石片麻岩，9．斜長石斑状残晶黒雲母片麻岩，10．柘榴石片麻岩，11．縞状片麻岩，12．晶質石灰岩，13．せん断帯，14．断層

* 3つの大構造単位は，それぞれ東部ブロック，中央ブロック，西部ブロックとよばれている．東部ブロックとは，常願寺川上流域より，北東部の早月川流域，さらに宇奈月にかけての地域で，宇奈月方向とよんでいる南北ないし北北西の構造方向を示す．中央ブロックは，常願寺川より南西にかけて，手取統と，ひだ帯が逆断層で接するふきんまでである．西部ブロックは，逆断層より西方の地域で，渦巻状構造や跡津方向とよんでいる．北東方向の構造線の発達がいちじるしい．

れは富山県西南から岐阜県西北部にあたる地域である。水無は富山県の西南端にあたり，この地域の中央に位置する。

水無周辺に分布する変成岩類は，3つの小構造単位にわけることができる。この3つの単位は，それぞれ構造がちがうと同時に，それらを形づくつている岩石の種類や性質もまた，おたがいにちがつている。これは，ある1つの構造単位がつくられていく運動の過程と，その場所の変成岩類がつくられていく運動の過程との間には，ある対応関係があるということをものがたるものではあるまいか。さいきん，日高グループの研究集会における討論においても，おなじ考えがうちだされている。すなわち，1つの構造単位と，1つの岩石種の間には，きわめて密接な関係があるということである。

私は水無周辺にみられる3つの構造単位と，それを形づくる変成岩類との間にみられる関係を求めることを第一歩として，この報告を述べたい。この地域の造構造史については，まだ不明の点が多く，今後もさらに研究をつづけたく思う。こゝに拙論を発表し，皆様の御批判御教示を仰ぐ次第である。

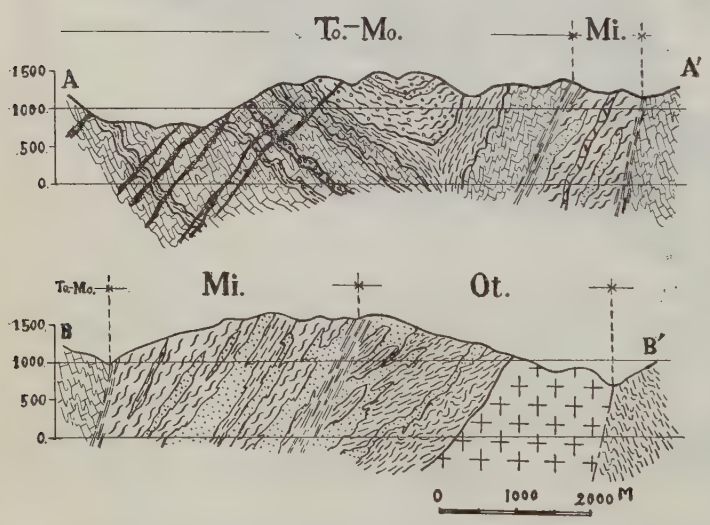
II. 一般地質および地質構造

この地域の北西部には，晶質石灰岩，縞状片麻岩* と斜長石斑状残晶黒雲母片麻岩 (plagioclase porphyroclast biotite gneiss)の渦巻状構造**よりなる，利賀—百瀬構造単位がある。中央部には，縞状片麻岩・黒雲母角閃石片麻岩と多量のミグマタイト質岩石からできている水無構造単位がある。この単位の大部分をしめる黒雲母角閃石片麻岩は，きわめて特異な外観をもち，また，造構造史上も特殊な位置をしめるので，特に水無構造帯とよんでいる。つぎに，本地域の南東部には，晶質石灰岩と縞状片麻岩よりなる，小鳥川構造単位がある。

以上の3つが，この地域を形づくる構造単位である。

つぎにそれぞれについて説明したい。

a. 利賀—百瀬構造単位 こゝは渦巻状構造地域ともよびうる地域で，ベイズン状あるいはドーム状の構造がみられる。利賀川より百瀬川上流にかけて存在するベイズン状構造は，外側より，晶質石灰岩・縞状片麻岩・斜長石斑状残晶黒雲母片麻岩の順に並んでいる。その構造は，ベイズン全体として外側のものほど急傾斜で，内側にいくにつれてゆるくなる。すなわち，外側では 40° から 60° の傾斜をしめすのに対し，内側では傾斜の急な部分でも，せいぜい 25° にすぎない。また，この構造全体として，西側より東側が急傾斜である。



第 2 図 地 質 断 面 図
To—Mo: 利賀—百瀬構造単位，Mi: 水無構造帯，
Ot: 小鳥川構造単位

ベイズンの西側につづいて，ドーム状構造がみられる。

* 縞状角閃片麻岩・縞状黒雲母片麻岩・縞状石灰質片麻岩を総称して，縞状片麻岩とよんでいる．
** ドーム状やベイズン状の構造を総称して，渦巻状構造とよんでいる．

ドームの構造は，外側より内部のほうが，急傾斜であり，北側より南側が急傾斜である。そしてドームの南端部は，水無谷—あてびよう谷を通る跡津方向の断層によつてたちきられている。

上に述べた2つの構造は，第1図にしめす地質図からも明らかなように，完全なドームやベイズンをつくつているのではなくて，共に南側が閉じて北に開いた形をとつている。

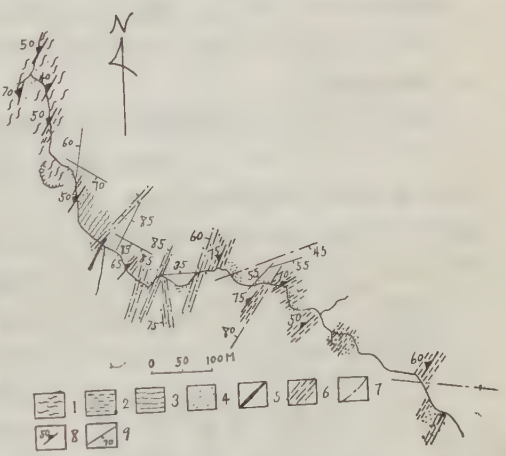
さらにこれらの西域の構造についても，恐らく，似たような渦巻状構造をくり返しているものとおもわれる。

b. 水無構造帯　この構造単位では，岩石の配置が，ほかの2つの構造単位とは斜交する南北性をもつている。

この単位は，後の跡津方向の断層——これは前に述べた，利賀—百瀬構造単位中のものとおなじもの——によつて，南北に2分されている。

b_1 北の部分　こゝではほとんど南北の走向で，N 35°～45°W の傾斜をしめす。そして，西側の利賀—百瀬構造単位との接触部には，南北方向で，65°W の傾斜のせん断帯がみられる。また東側は跡津方向の断層によつてきられている。この断層の東側には，晶質石灰岩と縞状片麻岩からなり，N 70°W の走向で，45°S の構造をもつ地域がある。これは，こゝの3構造単位とは全くちがうものである。しかし，これについてはまだ明らかにされていない。

b_2 南の部分　この部分では，岩石は，じようくら谷の東側ふきんより，南西部の白川村* にかけて，NS→N 60°E→NS の方向をもつて分布する。傾斜はいつぱんに急であり，60°～80°NW である。利賀—百瀬構造単位とは，北側は前に述べた跡津方向の断層や，あるいはせん断帯で接し，西側は，構造帯に平行な断層帯で接している。また小鳥川構造単位と接する東側は，構造帯に平行なせん断帯や，断層の発達がいちじるしい。第3図は，その移行状態の一例を，ルートマップであらわしたものである。さらに，南端は白川火成岩複合体**によつて断たれている。



第3図　水無構造帯と小鳥川構造単位との間の移化状態（じようくら谷）

1. 黒雲母角閃石片麻岩，2. 縞状角閃片麻岩，3. 晶質石灰岩，4. ミグマタイト質岩石，5. 蛇緑岩，6. せん断帯，7. 断層，8. 走向・傾斜，9. 節理

c. 小鳥川構造単位　この構造単位は，宮川の支流，小鳥川の北側に広く分布する，晶質石灰岩と縞状片麻岩からなりたつている。この地域は，小林英夫によつて調査された坂上地域の西の延長にあたり，岩石の分布や構造も，大体同じである。この単位の南側は，跡津方向の構造線で境され，そのさらに南の構造*** とは全く異る。

この単位内の晶質石灰岩と縞状片麻岩とは，走向は同じであるが，傾斜はかなりちがう。つまり，晶質石灰岩は，40°～80°N の傾斜をしめすのに対し，縞状片麻岩はいつぱんに 20°N 位で，傾きをましても 40° をこえることはない。このような構造は，そのまゝ水無谷の南側までおよんでいる。

以上でこの地域にみられる，3つの構造単位について述べた。さらに，それぞれに分布する変成岩

---

* 岐阜県の北西部に位置する．

** 白川村一帯に，南北方向で広く分布しており，石英斑岩や白川花崗岩からなる．

*** 小鳥川の南部は，石岡孝吉によつて調査された．この地域の地質構造は，北東方向の走向で，南東おとしの傾斜をしめす．

類の概括的な量関係は，つぎのようになる。

利賀—百瀬構造単位

晶質石灰岩＞斜長石斑状残晶黒雲母片麻岩＞縞状片麻岩

水無構造帯

黒雲母角閃石片麻岩≫縞状片麻岩≫晶質石灰岩

小鳥川構造単位

縞状片麻岩＞晶質石灰岩

これらの中で，晶質石灰岩がかなりの量をしめているが，実さいは，内部でかなり褶曲している可能性がある。

III. 各構造単位を構成する変成岩類の性質

A. 晶質石灰岩

この地域に広く分布する晶質石灰岩も，ひだ変成帯の全域にみられるものと同じように，石英に富んでいる部分と，方解石に富んでいる部分とが，おたがい縞状——一見互層のような感じをあたえるが——をなしている。それぞれの単位のなかの晶質石灰岩のちがいを，はっきりさせることは，ひじょうにむずかしい。ただし，つぎのようなことはいえる。その1つは，小鳥川構造単位に属する晶質石灰岩には，片理面に平行に配列している鱗片状の黒鉛が認められる。この点について，ほかの単位の晶質石灰岩中には，殆どこのような黒鉛が含まれていないことがきわめて対照的である。その2は，晶質石灰岩中に存在するスカルンのちがいである。小鳥川構造単位の晶質石灰岩中には，いろいろな鉱物組合せをもつものが，多数レンズ状ないし帯状に分布しているが，他の2つの単位のものには，スカルンがひじょうに少い。しかも，おたがいのスカルンの鉱物組合せはちがう。

B. 縞状片麻岩

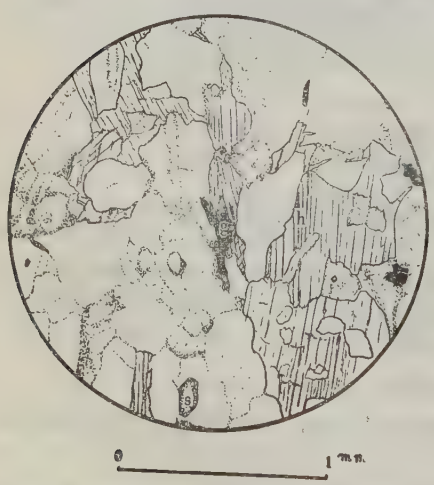
この地域で，一括して縞状片麻岩として取扱っている片麻岩の，ほとんど大半は縞状角閃片麻岩である。それで，こゝでは，とくに縞状角閃片麻岩について説明したい。

小鳥川構造単位の縞状角閃片麻岩

(産状) これは晶質石灰岩の北側に広く分布する，典型的な縞状片麻岩である。すなわち，角閃石に富む優黒質の部分と，斜長石と石英に富む優白質の部分とが，交互に縞状に配列しており全ぱんに均質な岩相をしめすが，北部のものほど黒雲母が多くなる。

(主成分鉱物) 斜長石・角閃石・石英・カリ長石

(副成分鉱物) 黒雲母・緑れん石・チタン石・りん灰石・ジルコン・方解石・黒鉛



第4図 縞状角閃片岩（小鳥川構造単位）
h:緑褐色角閃石，g:黒鉛，s:チタン石

半自形ないしは他形で，粗粒のポイキロブラスト——0.7×3.2 mm——，あるいは葉状——0.3×0.5 mm——の緑褐色角閃石と，自形ないし半自形のまるみをおびた斜長石——0.4×0.8 mm——と，石英——0.3×0.4 mm——がそれぞれ滑らかな界面で接し合い，一方向にならんでいる。また，緑れん石と黒鉛があい伴って，同じ方向にならぶ。

角閃石はX＝淡黄緑色＝Y, Z＝濃緑褐色の多色性をしめし，$\hat{c}Z=22°$, $-2V=58°\sim68°$，また屈折率は$\alpha=1.677$,

$\gamma=1.693$ である。そして，まわりは淡青緑色の角閃石に変つているものが多い。斜長石は殆どアルバイト型式双晶で，$A_n\%=34\sim37$ である。

水無構造帯の縞状角閃片麻岩

（産状）　構造帯の北から西にかけて，帯状に分布するもいと，内部地域にレンズ状，あるいはうすい層状に介在するものとある。これは，まわりの黒雲母角閃石片麻岩とは平行であり，お互いの接触の状態は漸移的である。何れも明らかな縞状構造をしめすが，岩質は，場所々々で，かなりの差異がみとめられる。

a）　外側に帯状に分布するもの

（主成分鉱物）　斜長石・角閃石・石英

（副成分鉱物）　緑れん石・チタン石・りん灰石・ざくろ石・ジルコン

葉状ないし葉片状の角閃石——0.1×0.4 mm——と，出入の多い不規則な外縁をもつた楕円形の斜長石——0.60×0.64～1.6×1.8 mm——とが平行にならび，これらの間を細粒の斜長石——0.12×0.16 mm——や，石英——±0.08 mm——がうずめている。斜長石は撓曲し，または折れており，われ目が多くみられる。$A_n\%=37$。角閃石の多色性は，X＝淡緑褐色，Y＝淡褐色，Z＝濃褐緑色で，まわりは濃青緑色の角閃石にかわつている。濃褐緑色の角閃石は，$c\wedge Z=19°$，$-2V=53\sim70°$，また，屈折率は $\alpha=1.673$，$\gamma=1.691$ である。また，ざくろ石は不均質であるが，少量みとめられるものがある。これは，われ目の発達がいちぢるしく，角閃石と接するところでは，われ目にそい角閃石にかわつている。

b）　内域に介在するもの

これは，外側のものと似ているが，角閃石の多色性や黒雲母の量がいくぶんちがう。また，ざくろ石を含まない。

角閃石の多色性は，X＝淡黄緑色，Y＝淡褐色，Z＝濃緑色で，多くのものが，まわりから，あるいは，へき開にそい，帯緑暗褐色の黒雲母にかわつている。

利賀—百瀬構造単位の縞状角閃片麻岩

（産状）　ベイズンの外側に帯状に分布しているものや，ドームあるいはベイズンの内域に，うすいレンズ状や層状に介在するものがある。この片麻岩は，大きな斜長石斑晶を多く含み，片麻状構造の明らかでない粗粒部と，縞状構造のわりあいはつきりしている細粒部とが交互にならぶ。両部の境界は，お互に，漸移的である。また，この片麻岩のところどころに，塊状の斑れい岩質岩石が，パッチ状に存在するのが認められる。

（主成分鉱物）　斜長石・角閃石・石英

（副成分鉱物）　黒雲母・緑れん石・緑泥石・チタン石・りん灰石

粗粒部は多くの卵形の大型斜長石——1.7×2.4 mm——と，柱状ないし葉状の青緑色角閃石が方向配列をしめす。これらの間を細粒——0.13×0.2 mm——の不規則な形をしめす汚れた斜長石と，細長く片理の方向にのびた石英——0.1×0.24 mm——がうずめている。そして，緑れん石が前記鉱物と平行に，あるいは，それらを貫いて入つている。粗粒部より細粒へと追跡すると，しだいに大型結晶が少くなり，ついには，中粒の結晶——0.5×0.6 mm——と，それをとりまく多量の細粒結晶とからなる岩相に移りかわる。これとともに，斜長石の双晶も，前者ではカルスバット型式のものが多いのであるのに，後者ではアルバイト型式のもののみになる。とくに粗粒部には，$A_n\%=53\sim57$ の，火成岩源とみられる柱状自形結晶が，明らかな斑状残晶の形でみられる。その他一般の斜長石は，$A_n\%=38\sim43$ である。角閃石は，粗粒部も細粒部もべつだんちがいが認められない。X＝淡緑黄色，Y＝淡

緑褐色，Z=青緑色，$c \wedge Z = 23°$，$-2V = 60 \sim 82°$，$\alpha = 1.669$，$\gamma = 1.687$。そして，角閃石はまわりから，一部褐色の黒雲母にかわつている。

C. 黒雲母角閃石片麻岩

この片麻岩は，水無谷をさかいに北と南に二分され，両部分ともだいたい南北性の分布をしめす。これは水無構造帯の大半をしめ，内部に縞状片麻岩やミグマタイト質岩石を多数含んでおり，一般にこれらとは漸移的である。極めて粗粒で，3～4 mm にもなる斜長石の斑状変晶がひじように目立つ。一般に，片麻状構造があまりはつきりしない。南の岩体の一部には，特に大きな微斜長石結晶を含み，眼球片麻岩様の外観をしめすところがある。

第5図　黒雲母角閃石片麻岩

（主成分鉱物）　斜長石・石英・黒雲母・角閃石・カリ長石

（副成分鉱物）　チタン石・緑泥石・りん灰石・褐れん石・ジルコン

粗粒な斜長石斑状変晶——2.0×4.0 mm——と，やゝ小さな斜長石——0.7×0.9 mm——がおたがい縫合状に接しあい，あるいはまわりを細粒結晶でとりまかれ，典型的なモルタル構造をしめしたりする。粗粒の斜長石とならんで，おなじく粗粒の角閃石——0.8×2.0 mm——や，黒雲母——0.8×1.2 mm——が，方向配列している。細粒部は，0.02×0.3 mm の大きさの斜長石と石英と黒雲母よりなり，片理と同じ方向をしめす。そして，これらの間を，石英——0.6 mm 前後——がうずめている。カリ長石は，岩体全体に不均質に存し，微斜長石が主である。これは，細脈状に斜長石や角閃石を貫いたり，あるいは，ひじように大きな結晶——5.0×10 mm——にまで達することがある。斜長石と接したところでは，斜長石のふちにミルメカイトをつくつたり，ミルメカイト化した畸形の斜長石を内部にとりこんでいる。斜長石は，アルバイト型式とペリクリン型式の双晶が殆どで，$A_n\% = 32 \sim 42$ である。角閃石は，X=緑褐色=Y，Z=帯褐濃緑色の多色性をしめし，$c \wedge Z = 16°$，$-2V = 55 \sim 70°$，$\alpha = 1.675$，$\gamma = 1.692$ である。この角閃石は，まわりから濃青緑色のものに変つているものが多い。そして，一部はへき開にそい黒雲母化している。黒雲母の多色性は，X=淡褐色，$Y = Z$=暗褐色で，部分的に緑色緑泥石に変つている。

D. 斜長石斑状残晶黒雲母片麻岩

（産状）　ベイズンの内域の主要部をしめるもので，この単位内の縞状角閃片麻岩にみられたとおなじく，粗粒と細粒部とに分れている。一般に，片麻状構造があまり明らかでない。

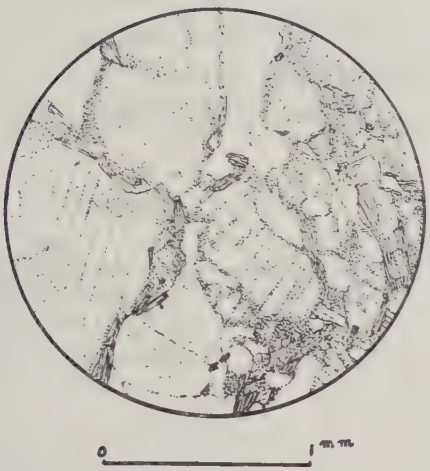
（主成分鉱物）　斜長石・カリ長石・石英・黒雲母

（副成分鉱物）　緑泥石・緑れん石・褐れん石・りん灰石

斜長石，カリ長石および石英よりなる細粒結晶部が，かなりの部分をしめており，片理の方向に縞状にならぶ。この間に，まわりが鋸歯状になつた斜長石の斑状残晶——1.3×1.5～2.1×2.6 mm が散在している。

また，この間に斜長石やペルト長石が斑状変晶——1.2×2.0 mm——として成長し，たくさんのミルメカイト化された畸形の斜長石をとりこんでいる。黒雲母の小結晶——0.04×0.4 mm——は，斜長石のまわりをとりまくようにしながら一方向にならぶ。そしてかなりのものが緑色緑泥石にかわつ

ている。黒雲母は，X＝淡褐色，$Y=Z$＝濃緑褐色～暗褐色の多色性をしめす。斜長石は，$A_n\%=27$ である。



第6図　斜長石砕残擬斑晶黒雲母片麻岩

第7図　ミグマタイト質岩石
q：石英，p：斜長石，k：カリ長石

E. ミグマタイトおよび灰色花崗岩

この種の岩石は，この地域全域にみられるが，水無構造帯では，まわりの片麻岩とは漸移的であり，他の構造単位では，片麻岩の片理に平行に，あるいは，それを貫いて迸入している。前者の場合は，あくまでも，その場所での交代作用によるものとみられるので，これをミグマタイトとよんでいる。これには，アプライト質，花崗岩質およびペグマタイト質などの，いろいろな岩相がある。また後者では，ミグマタイト化が進み，かなり動きうるような状態にまで達したものとみられる。これを灰色花崗岩とよんでいる。しかし，この両者は岩質的には，それほど大きなちがいを認めがたい。

(主成分鉱物)　斜長石・カリ長石・石英

(副成分鉱物)　黒雲母・白雲母・緑泥石・りん灰石・褐れん石・ジルコン・不透明鉱物

自形あるいは半自形の丸味をおびた粗粒の斜長石――1.5×2.4～2.4×4.9 mm――が不規則に存在し，この間を多量の半自形ないしは他形の石英とカリ長石――1.5×2.3～3.0×4.0 mm――がうずめている。石英は斜長石を交代しており，場合によつては，それを包みこんでいる。しかも，その境界をはつきりとしめさぬものが多い。カリ長石は前の2つを交代しており，斜長石との接触部にミルメカイトをつくり，さらにミルメカイト化された斜長石を，内部にとりこんでいる。ときには，斜長石とカリ長石は，そのまわりを細粒の斜長石，石英およびカリ長石にかこまれ，モルタル構造をしめす。微細部には，ミルメカイト化された多数の畸形斜長石がみられる。

斜長石は一般に汚れており，アルバイト型式双晶が大部分をしめ，ペリクリン型式やカルスバット型式のものが若干認められる。$A_n\%=24$～30。

IV. 代表的片麻岩の比較

これまでのべてきたもの丶うち，それぞれの単位内で主要部をしめるもの，すなわち，小鳥川構造単位の縞状角閃片麻岩，水無構造帯の黒雲母角閃石片麻岩，利賀―百瀬構造単位の斜長石斑状残晶黒雲母片麻岩をとり，各々を比較してみる。

1) 野外で観察される差異

小鳥川構造単位の縞状角閃片麻岩は，一般に細粒であり，整つた縞状構造をしめす。これにたいし，水無構造帯の黒雲母角閃石片麻岩は，極めて粗粒であり，そのためあきらかな片麻状構造をしめさない。しかも，内部に縞状片麻岩を多数含んでいる。また，利賀—百瀬構造単位の斜長石斑状残晶黒雲母片麻岩は，一般に粗粒であるが，ところどころで，細粒部が粗粒部と縞状になつていりまじつている。片麻状構造は，一般に，はつきりしない。このようなちがいは，各構成鉱物の粒度のちがいによるものと考えられる。

2) 粒度のちがい

第 1 表 粒 度 表

主成分鉱物	岩石名	斜長石斑状残晶黒雲母片麻岩 (mm)	黒雲母角閃石片麻岩 (mm)	縞状角閃片麻岩 (mm)
斜長石	最も多い結晶	0.5×0.8	0.7×0.9	0.4×0.8
	大型結晶	1.3×1.5～2.1×2.6	2.4×4.9	
カリ長石	最も多い結晶	1.2×2.0		
	大型結晶		5.0×10.0	
石英	最も多い結晶	0.08×0.16	0.3×0.5～0.5×0.8	0.3×0.4
	大型結晶	0.5×0.8		
角閃石	最も多い結晶		0.8×2.0	0.24×0.4～0.4×0.8
	大型結晶			0.7×3.2
黒雲母	最も多い結晶	0.04×0.4	0.02×0.16～0.3×1.2	
	大型結晶			

各構成鉱物の粒度を，前章の記載から，第1表にまとめてみた。第1表からわかるように，粒度のちがいの最も大きいのは，斜長石とくに大型結晶である。従つて，大型の斜長石の量の大小が，これらの岩相を支配しているとみらる。カリ長石は，一岩相内でも分布が不均質なことからみて，全体の岩相を支配する要素とはみられない。

3) 鉱物組合せと鉱物容量比

各々の鉱物組合せは次のようである。

縞状角閃片麻岩

斜長石＞角閃石＞石英＞カリ長石，黒雲母

他に随伴鉱物として，黒鉛と緑れん石を含むのが特徴。

黒雲母角閃石片麻岩

斜長石≫石英＞黒雲母＞角閃石＞カリ長石

斜長石斑状残晶黒雲母片麻岩

斜長石＞石英，カリ長石＞黒雲母

前二者の鉱物組合せは同じであるが，最後のものは全く異る。これらの容量比を第8図にしめした。

4) 鏡下でみられる構造のちがい

縞状角閃片麻岩を構成する各々の鉱物は，大体等粒であり，またおたがい滑らかな接触をしめす。

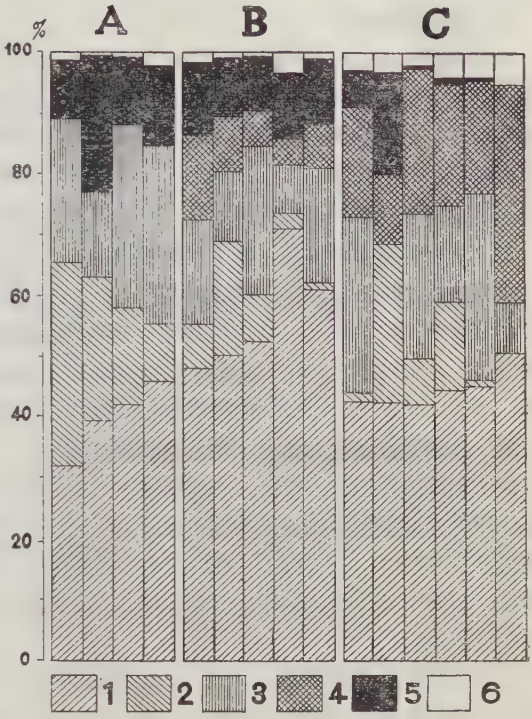
黒雲母角閃石片麻岩は，大きく成長した斜長石のまわりが，細粒の斜長石・石英・カリ長石によつてとりまかれているのが普通で，いわゆるモルタル構造をしめす。斜長石斑状残晶黒雲母片麻岩は，細粒の斜長石・カリ長石・石英がかなりの部分をしめ，これと，出入の多い輪郭をもつた斜長石の斑状残晶・カリ長石・石英の粗粒部が縞状に配列している。

この3つの片麻岩中の細粒部を，その他の部分とくらべると，次のようになる。

縞状角閃片麻岩　　3%（細粒部の量）
黒雲母角閃石片麻岩　12%（　〃　）
斜長石斑状残晶黒雲母片麻岩
　　30%（　〃　）

こゝにしめされている細粒部の量は，それぞれの片麻岩のうけた，構造運動の強さのちがいを物語るものと思われる。

以上，代表的片麻岩の比較を行つたが，これから解ることは，それぞれの構造単位は，特有の片麻岩を伴つている，ということである。それゆえ，各々の特有な片麻岩がつくられるということと，各々の構造単位がつくられていく過程の間には，密接な関係がある，と考えざるを得ない。こゝにおいて，それぞれの構造単位が，どのようにしてつくられていつたか，また，それと片麻岩の生成との間には，具体的にどのような関係にあるか，ということが問題になる。



第8図　代表的片麻岩の鉱物容量比

A．斜長石斑状残晶黒雲母片麻岩，B．黒雲母角閃石片麻岩，C．縞状角閃片麻岩
1．斜長石，2．カリ長石，3．石英，4．角閃石，5．黒雲母，6．その他

V．造構造史についてのみとおしと今後の問題

この地域の造構造史を述べる前に，各単位の縞状角閃片麻岩相互の関係について，かんたんに説明したい。先に説明したように，縞状角閃片麻岩は3つの単位に共通して分布する。そのうち，利賀—百瀬構造単位のものは，産状や鏡下の構造において，他の2単位のものとは全くちがう。小鳥川構造単位と水無構造帯の縞状角閃片麻岩は，互いに，かなりちがいが認められるにもかゝわらず，密接な関係があると思われる。第2図にみられるように，両単位の接触部附近では，小鳥川構造単位の縞状角閃片麻岩は，水無構造帯の黒雲母角閃石片麻岩の構造と，ほぼ同じである。しかも，黒雲母角閃石片麻岩中には，それと平行に多数の縞状角閃片麻岩が介在する。そのうちの一部には，小鳥川構造単位の主構造と，同様の構造をしめすものがある。これらのうち，とくに両単位の接触部に近い位置をしめるものは，一般に，小鳥川構造単位の縞状角閃片麻岩に極めて類似した外観をしめす。このことは，水無構造帯の黒雲母角閃石片麻岩が，小鳥川構造単位の縞状角閃片麻岩を置き換えて生成したことを暗示している。これらを手がかりとして，造構造史を考えてみたい。

それぞれの構造単位が，特有の片麻岩をもつていることの原因として，次の3つのことが考えられ

る。1) 原岩の異同。2) 主変成条件の差異。3) 後期変成条件の差異。

1) 原岩の異同

縞状角閃片麻岩の原岩が何であるかは，まだ明らかにされていない。ひだグループの研究者は，輝緑凝灰岩質岩石，石灰岩あるいは塩基性火成岩などから変成したものと考えている。典型的な縞状角閃片麻岩は，輝緑凝灰岩質のものを原岩として想定させる。

黒雲母角閃石片麻岩は，上述のごとく，縞状角閃片麻岩を原岩としている，とみられる。

斜長石斑状残晶黒雲母片麻岩は，粘土質岩石を原岩としていると思われるが，まだ明らかでない。

2) 主変成条件の差異：第1期変成作用

主変成作用あるいは第1期変成作用とは，ひだ変成帯そのものを形づくつた主要な変成作用である。この変成作用によつて，縞状片麻岩——晶質石灰岩も含めて——が，ひだ帯全域に形成された。したがつて，この時期に，この地域は，全域にわたつて単一に縞状片麻岩によつてしめられていたとみられる。ベイズンやドームなどの形成も，同時に行われたと思われる。

3) 後期変成条件の差異：第2期変成作用

第1期変成作用ののちに，渦巻状構造の南東側にそい，とくにいちじるしい運動をうけ，そのため，縞状片麻岩は粗粒の黒雲母角閃石片麻岩へと変化した。そして，粗粒化をまぬかれたものは，縞状片麻岩として残つた。しかし，それも多少の変成をこうむつた。このような交代変成作用は，構造運動のはげしい中でおこなわれたとみられる。これは，片麻岩の組織に現れている，モルタル構造から明らかである。

この2段の変成作用によつて，主な変成作用がおわつたと思われる。この2つの変成作用が，どれほどの期間をおいて行われたかは，まだ明らかでないが，ひだ変成帯形成の一つづきの変成作用に含まれるものである。

このようにして形成された各構造単位は，その後の機械的運動によつて，各単位の境界部に，せん断運動や断層運動がはげしく働いて，現在の状態に達したものと思われる。このばあい，まずはじめに，水無構造帯の東および西側に，せん断運動や断層運動がおこり，つぎに，跡津方向に同様の運動がおこつた。これによつて，水無構造帯は南北に二分された。

ジュラ紀以後に，跡津方向に断層運動がおこつたことは，他地域で知られていることである。しかし水無構造帯を二分した運動が，すべてこの時期におこつたものかどうか。これに関連した事実として，小鳥川構造単位の南側には，斑糲岩や花崗岩が，また利賀—百瀬構造単位には，多数の輝緑岩や玢岩が，それぞれ跡津方向に迸入している。しかも，前者がジュラ紀以前であり，後者がジュラ紀以後であることが，他地域でしられている。このようなことを考え合せるならば，水無構造帯を二分した，跡津方向の断層は，永い歴史をもつている，とみた方がよいのではないだろうか。

しかし，この地域の造構造史を，さらに明らかにしていくためには，縞状片麻岩より黒雲母角閃石片麻岩への変成過程の，より具体的な解明が必要である。また，渦巻状構造地域の，くわしい研究が必要である。これらのことを明らかにしていくことが，構造単位と岩石種との関係を明らかにすることでもあると考えている。

VI. おわりに

この発表にあたつて，いろいろと御指導をいただいた，鈴木醇教授および舟橋三男助教授に感謝するまた，フイールドに，あるいは，教室において，終始こんせつなる御教示をたまわつた，小林英夫助教授およびひだ団研グループの方々に心から感謝する。また，図版の作成にあたつて，いろいろお手

伝いして下さつた，北大荘内寮の寮生各位に感謝する。さらに，フィールドにおいてお世話になつた富山営林署の石原富夫氏に深謝する。

本研究の費用の一部に，文部省科学研究費を使用した。

参 考 文 献

1) F. K. Drescher-Kaden (1948): Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. *Berlin. Springer.*
2) E. Nils (1948): Structural History of the Eastern Part of the Gulkprona Basin, SW-Finland. *Bull. Comm. Géol. de Finland.* No. 148.
3) M. Härme and J. Seitsaari (1950): On the Structure of a Tilted Dome Tampere in Southwestern Finland. *Bull. Comm. Geol. Finlande* No. 150.
4) 春日井　昭 (1952): 岐阜県福岡町東茨住附近の地質及び岩石，北大理地卒論（手記）.
5) 鈴木　　守 (1953): 富山県西南部水無附近の地質及び岩石，北大理地卒論（手記）.
6) 小林　英夫 (1953): 岐阜県吉城郡坂上地域に見られる塩基性岩類と星雲状片麻岩，北海道地質要報，22 号.
7) 木崎甲子郎 (1953): 日高帯札内川上流の変成岩およびミグマタイト類について，地質雑，**59**, 692.

四国西部の板取川層群

—上部石炭系中部統にかんする問題について—*

(四国秩父累帯の研究 その V)

石 井 健 一**

(1955 年9月 21 日受理)

Itadorigawa Group in Western Shikoku

—On Some Problem Concerning the Middle Pennsylvanian of Japan—

(Studies on the Chichibu Terrain in Shikoku-V)

Ken-ichi Ishii

(Abstract)

The Middle Pennsylvanian Itadorigawa group which contains many fusulinids in good state of preservation is biostratigraphically studied and the character of the Middle Pennsylvanian in Japan is discussed.

With regard to the fusulinids, the group is divided into the following three fossil zones in descending order:

3) It_3 fossil zone

2) It_2 fossil zone

1) It_1 fossil zone

The list of the fusulinids of each fossil zone is given in the Table.

1) The It_1 fossil zone is mainly characterised by the species of *Fusulinella*, and includes very few *Fusulina*. It can be correlated either with the lower part of the *Fusulinella biconica* zone or with the part lower than the *F. biconica* zone in Akiyoshi (Toriyama, 1954) and is lower than the C_2 zone in Omi (Kawada, 1954). Furthermore it corresponds with the M_α zone of the Huanglung limestone in China (Lee etc., 1930).

2) The It_2 fossil zone is represented by the species of *Fusulina*, which are not biconical as *Fusulina girtyi*, but cylindrical in outline and are markedly different from those of the main Desmoinesian of North America, the *Fusulinella biconica* zone in Akiyoshi, and the C_2 zone in Omi. The species of *Fusulina* from the Itadorigawa group resemble *Fusulina cylindrica* from the M_β zone of the Huanglung limestone.

3) The It_3 fossil zone above the It_2 containing abundant *Fusulina* is characterised by the genus *Fusulinella*, but the species of *Fusulinella* in the It_3 zone are somewhat different from those of the It_1 zone as shown in the Table and are more primitive than those from the upper part of the *Fusulinella biconica* zone in Akiyoshi and the C_2 zone in Omi. In the latter two zones they are associated with the biconical for of *Fusulina*. On the other hand the cylindrical species of *Fusulina* characterising the It_2 zone are also found in the It_3 zone. There-

* 1955 年4月，日本地質学会総会で講演

** 大阪市立大学理工学部地質学教室

fore it is clear that these cylindrical species are older than the biconical species of *Fusulina*.

In short, the Itadorigawa group can be correlated either with the lower part of the *Fusulinella biconica* zone in Akiyoshi or with the part lower than the *F. biconica* zone and is older than the C_2 in Omi.

The occurrence of the fossil zone characterised by *Fusulina* between the two fossil zones characterised by *Fusulinella* in the Itadorigawa group is a remarkable fact which cannot be neglected in correlating the Japanese Middle Pennsylvanian with the American. It is also worthy of note to distinguish at least from the stratigraphic standpoint the cylindrical and the biconical forms within *Fusulina*, which genus may well be polyphyletic.

I. まえがき
II. 板取川層群の分布と他の地質系統との関係
III. 層序と岩相
IV. 化石内容の吟味
V. むすび

I. まえがき

四国の古生界の層序については従来，断片的にしか知られていなかつたが，1952 年いらいの黒瀬川団体研究を通じて，市川・石井・中川・須鎗・山下は愛媛県を中心にした黒瀬川構造帯ならびに周辺の中・古生界の層序を確立することができた。

このなかで，とくに板取川層群は生層序学上，日本の上部石炭系中部統の性格を明らかにするのに大切な問題を含んでいるので，ここに報告する。ここにいう問題とは，従来，日本の上部石炭系中部統を2分して，含まれる属の優勢なものを目安として，すぐさま，国際的な *Fusulinella* Zone, *Fusulina* Zone に対応させるようなやりかたにたいする反省である。

この研究にさいしては，大阪市立大学市川浩一郎助教授・九州大学鳥山隆三教授・勘米良亀齢助教授・大阪市立大学池辺展生教授の諸先生から終始御教示をうけ，とくに鳥山教授は秋吉の未発表の資料を提供され，また，調査地域の大野作太郎氏はじめ多くの方々の御援助をうけたことを心から感謝する次第である。

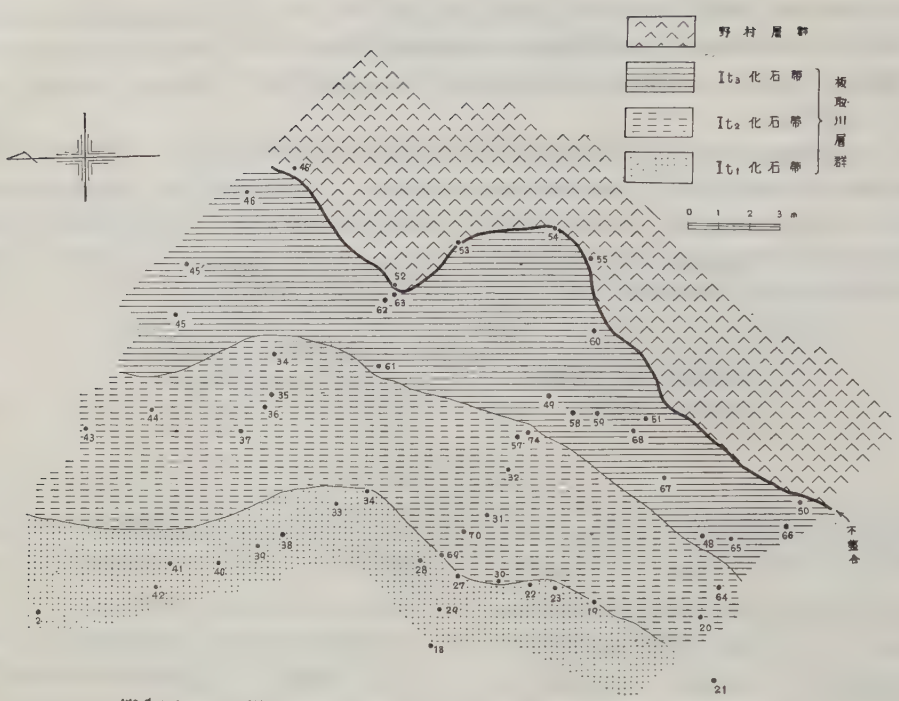
II. 板取川層群の分布と他の地質系統との関係

愛媛県における上部石炭系中部統は，秩父累帯中帯（市川・石井・中川・須鎗・山下，1954）では東宇和郡黒瀬川村土居に分布し，北帯（市川・石井・中川・須鎗・山下，1954）では黒瀬川村遊子川に分布する。ここに問題にする板取川層群は，中帯に属し，主として石灰岩からなり，野村層群（*Neoschwagerina craticulifera* で代表される二疊系中部統中部階）のなす背斜軸にそつて，きわめて小区域の分布を示し，両者の関係は不整合または断層である[1]。

III. 層序と岩相

板取川層群の層序を決めるのに有効なのは黒瀬川村(旧土居村)板取川部落の北東方の山腹にある厚さ，約 22 m，巾，約 28 m の小石灰岩である[2]。石灰岩中には保存良好な多数の有孔虫，とくに紡錘虫・珊瑚・石灰藻を含み，この中，紡錘虫は圧倒的に多く産出し，層序・年代を決定するのに有効

1) この不整合については別に発表の予定.
2) 調査方法としては，間縄，グラントン・コンパスを用い 1/200 の実測図を作成した．78 点よりサンプリングして，サンプリング位置を示すために露頭にペンキで番号を記入した.



第1図 板取川石灰岩の各化石帯の分布図（各番号は化石採集地番号）

である。この紡錘虫化石により石灰岩を上位より下位へ次のように分帯した。

(3) It_3 化 石 帯[3]

(2) It_2 化 石 帯

(1) It_1 化 石 帯

岩相は各化石帯によりそれぞれ特徴がある[4]。

(1) It_1 化 石 帯

岩相上から2つに分けられ，下部は厚さ約 3 m の暗茶灰色石灰岩[5]で，oolite 状の物質を含み，上部は厚さ約 2 m からなる淡茶灰色石灰岩である。下部，上部とも多数の紡錘虫ならびに石灰藻[6]を含んでいる。この化石帯中の化石は，

Staffella sp., *Eoschubertella obscura* (Lee et Chen), *Fusulinella ichikawai* Ishii (MS), *Fusulinella itadorigawensis* I. (MS), *Fusulinella simplicata* Toriyama s. s. (MS), *Fusulinella simplicata onoi* I. (MS), *Fusulinella* sp. A, *Fusulina* sp. A, *Bradyina nautiliformis* Möeller, *Cribrostomum* sp., *Anchicodium* n. sp.,

からなる。この中とくにこの化石帯の特徴を示すものは，*Fusulinella itadorigawensis* で上位の各化石帯には産出しない。第1図に示す 2, 29 点は紡錘虫および石灰藻が密集し，本化石帯の化石を採集するのに最適である。

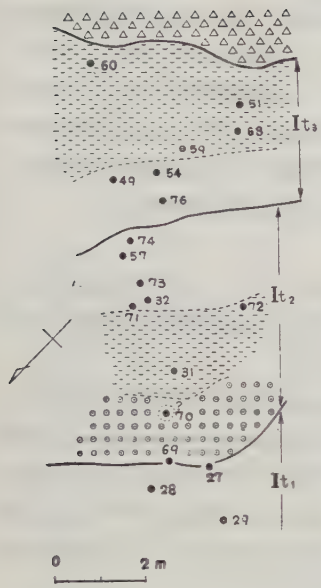
---

3) 化石帯とはある特定の種または，数種の組合せの特徴的な産出によつて識別される地層区分単位のいみに使用する．

4) 各ルートについての詳しい記載はおこなわないが，一例として，29—60 のルートについて，第2図で説明する．

5) この石灰岩の下底は露出がないので不明である．露出部分の厚さは 3 m である．

6) 石灰藻の鑑定は埼玉大学遠藤隆次博士による．その御好意に厚く御礼申上げる．



第 2 図　岩 相 分 布 図

29 点は It_1 化石帯の上部の淡茶灰色石灰岩で *Fusulinella itadorigawensis* その他の *Fusulinella* が密集して産出する．

69—27 は，It_1, It_2 化石帯の境界部で下部の淡茶灰色石灰岩の角礫と oolite 質石灰岩の角礫からなつている．

69 より 70 付近まで，It_2 化石帯の下部で明瞭な同心円構造をもつ oolite の密集する石灰岩である．この oolite 中，*Fusulina* 等のごとき化石を核としてそのまわりに同心円状構造が発達するものが顕微鏡下で観察される．*Fusulina* が散点して含まれる．

70 は，板取川層群の石灰岩とは異質的な乳白色石灰岩で，これと oolite 質石灰岩との関係は不明である．化石としては *Pseudofusulina* sp. を多産し，明らかに二畳系のものである．

31 は，oolite 状の物質を多数含み，暗茶灰色石灰岩である．下位に散点して含まれる *Fusulina* は急速に増加する．

71, 72 は，暗茶灰色石灰岩とそれより上位にある淡茶灰色石灰岩の境界付近で，化石はきわめて少ない．

32 は，淡茶灰色石灰岩で，31 付近の暗茶灰色石灰岩と岩相上区別できるが，化石内容には変化はない．

57, 74 は，淡茶灰色石灰岩と灰白色の石灰岩がまじり，淡茶灰色石灰岩を示す 74 では *Ozawainella angulata*, *Fusiella typica shikokuensis*, *Eoshubertella obscura*?, *Fusulinella elegantula*, *Fusulinella* sp. B, *Bradyina* sp. A の多数の有孔虫の密集群が巾 10 cm の帯状に分布している．しかし，岩相は全体として淡茶灰色石灰岩である．

49, 76, 58 は，下位の石灰岩と同質の石灰岩である．化石としては下位に発見されない大型の *Fusulinella* と It_2 化石帯に豊富に産する *Fusulina* が点在している．

51, 68 は，暗茶灰色石灰岩で，*Fusulinella*, *Fusulina* が密集して産出する．

60 は，本石灰岩中では最上部と思われる暗茶灰色石灰岩で *Fusulina* はほとんど見当らず *Fusulinella* が比較的に多い．51, 68 で産出した *Fusulinella biconica kurosegawensis*, *Fusulinella rotunda*, *Fusulinella elegantula* の大型のものが多い．

附記　この図の凡例は第3図の凡例と同じであるが，本図の 54 は 58 の誤りである．

(2) It_2 化 石 帯

この化石帯は岩相上から3つに区分され，最下部は厚さ約 1.5 m ないし 1 m の暗茶灰色石灰岩で特徴のある oolite（直径 1.6 mm 以下）をもつており化石は少ない。It_1 化石帯との境は部分的に角礫状になり，oolite 石灰岩の角礫と，下位化石帯の淡茶灰色石灰岩の角礫とからなつている。また，oolite 石灰岩中には厚さ 20 cm くらいの緑色凝灰岩のレンズが含まれていて，下位の岩相とははつきり違つている[7]。下位化石帯との境は 19, 22, 23, 30 の各点でよく観察される。

この上位には，厚さ約 1 m ないし 2 m の前記の oolite を含まない暗茶灰色の石灰岩があり，化石は急激に増加する。最上部は，厚さ約 4 m ないし 6 m の淡茶灰色石灰岩，および，灰色石灰岩よりなる。産出化石は，

Ozawainella angulata (COLANI), *Eoschubertella* sp., *Fusiella typica shikokuensis* I. (MS), *Fusulinella elegantula* I. (MS), *Fusulinella* sp. B, *Fusulina elliptica* I. (MS), *Fusulina kanmerai* I. (MS), *Fusulina kanmerai* var. *regularis* I. (MS), *Fusulina* sp. B, *Bradyina* sp. A, *Cribrostomum* sp., *Tetrataxis* sp., *Anchicodium* n. sp., *Macroporella* sp., *Oligoporella* sp. である。

この中 *Fusulina kanmerai*, *Fusulina kanmerai* var. *regularis* が圧倒的に多いが，It_1 化石

7) 岩相の相違は下位化石帯との間に堆積環境の変化があることを示し，この変化は化石内容の変化と明らかに一致する．

帯に見られなかつた *Fusulinella* として *Fusulinella elegantula* が見出される。最下部の oolite 石灰岩中には *Fusulina* だけしか産出しないが，その石灰岩の上位からは，僅かながら *Fusiella typica shikokuensis*, *Fusulinella elegantula*, *Bradyina* sp. A 等が *Fusulina* と共存して産する。しかし，最上部の淡茶灰色石灰岩では *Fusulina* は減少し，しかも，ある部分ではまつたく消失してしまい，むしろ *Ozawainella angulata*, *Fusiella typica shikokuensis*, *Fusulinella elegantula*, *Fusulinella* sp. B の比較的小型の化石が多くなる。It_1 化石帯に多産した *Anchicodium* n. sp. はきわめて少くなり，僅かではあるが *Macroporella* sp., *Oligoporella* sp. が産出する。

(3) It_3 化 石 帯

下部は It_2 化石帯の最上部と同じ淡茶灰色石灰岩よりなり，厚さ約 2 m ないし 3 m である[8]。その上部は暗茶灰色石灰岩で，厚さ約 1 m ないし 4 m である。その上位には野村層群の含石灰角礫凝灰岩が不整合におおつている。産出化石は，

Staffella sp., *Fusiella typica shikokuensis* I. (MS), *Eoschubertella obscura* (Lee et Chen) ?, *Pseudostaffella*? cfr. *para-sphaeroidea* (Lee et Chen), *Fusulinella biconica kurosegawensis* I. (MS), *Fusulinella elegantula* I. (MS), *Fusulinella ichikawai* I. (MS), *Fusulinella rotunda* I. (MS), *Fusulinella simplicata* T. s. s. (MS), *Fusulinella* spp. C and D, *Fusulina elliptica* I. (MS), *Fusulina kanmerai* I. (MS), *Fusulina* sp. B, *Bradyina* sp. A, *Cribrostomum* sp., *Diplopora* sp., *Macroporella* sp.

である。

Fusulinella biconica kurosegawensis, *Fusulinella rotunda* は，この化石帯になつて新しく出現しはじめる。また一時消失していた *Fusulina* はふたたび出現し，It_2 化石帯ほど多くはないが普通に産出する。しかし，最上部では少くなるようである。また，*Fusulinella elegantula*, *Fusiella typica shikokuensis* はこの化石帯になつて豊富になる[9]。

IV. 化石内容の吟味

板取川石灰岩には紡錘虫以外の有孔虫および石灰藻が豊富に産出するが，現在の段階ではこれらの化石で年代および対比をこころみるほど研究が進んでいないので，むしろ紡錘虫から日本で比較的層序の判つている秋吉・青海・飛騨地方と対比をこころみ，また一方化石群として非常によく似ている中国の黄竜石灰岩 (Huanglung Limestone) とも対比してみた。

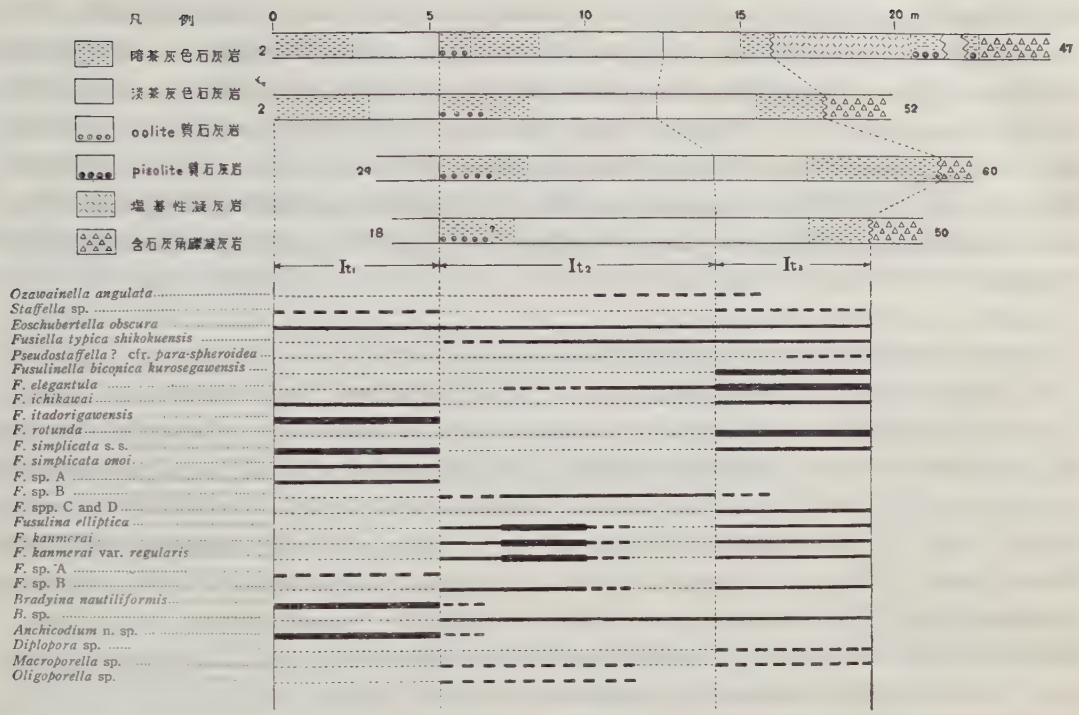
(1) 板取川石灰岩の It_1 化石帯を代表する *Fusulinella itadorigawensis* は今までに日本の各地から報告されている *Fusulinella* 属中には類似の化石は見出されていない。むしろ形態から見て季四光，陳旭等が中国の M_y 層準[10]から報告した *Fusulinella colanii* (Lee et Chen) に似ている (Lee, Chen and Chen, 1930)。また，*Fusulinella colanii* には外形上 elongate fusiform と sub-cylindrical form とがあることが報告されている。*Fusulinella itadorigawensis* は elongate fusiform だけからなり，*Fusulinella colanii* と比較して一般に大きいようである。この *Fusulinella itadorigawensis* は上位にある It_2 化石帯および It_3 化石帯には産出しない。

Fusulinella simplicata s. s., *Fusulinella ichikawai* はいずれも It_1 化石帯および It_3 化石帯

8) 岩相から境界は求め難いから，新しい化石の出現をもつて境とした．

9) この石灰岩の最上部 (第 1 図 60 点附近) では，*Fusulinella biconica kurosegawensis*, *Fusulinella rotunda*, *Fusulinella elegantula* の型が大きくなる傾向がある．

10) 船山 (Chuanshan) の西側で黄竜石灰岩の代表的層準を下から上へ M_x, M_y, M_a, M_b, M_c, M_d の各層準に分けている．



第3図　柱状図，および，分帯表

a)　柱状図の左右の番号は第1図の標本採集地番号である．2—47 は第1図の 44, 45, 45′, 46, 46′ を，2—52 は 38, 37, 34, 62 を，29—60 は 31, 32, 57, 58, 51 を，18—50 は 19, 48, 66 の各採集地を通るルートの柱状図である．

b)　分帯表中，太線は化石の量が多い．中線は普通．破線は稀に産出する．ことを示す．

中に産するが，とくに It_1 化石帯には多いように思われる。*Fusulinella simplicata* は秋吉から鳥山により報告され，そこでは，この化石は *Fusulinella biconica* zone の下部に特徴的に多いといわれている。

Fusulinella simplicata onoi は鳥山が *Fusulinella simplicata* とした未記載種の中に類似型が見出される。鳥山の原稿および原写真と比較したところ，つぎの点がわかつた。これはかれが holotype とする標本より大型であり，第3 volution で急速に膨脹する特徴が holotype ほど顕著ではないし，また，*Fusulinella simplicata onoi* の特徴としては最後の volution で鳥山の holotype に見られない不規則な septal fluting が観察される。板取川石灰岩では *Fusulinella simplicata* s. s. は It_3 化石帯にも産出するが，*Fusulinella simplicata onoi* は It_1 化石帯のみに産出し，上位の化石帯には見出されない。

要するに，秋吉の *Fusulinella biconica* zone の下部には，*Fusulinella simplicata* が多産し，上部には *Fusulinella simplicata* の他に，*Fusulinella biconica* (HAYASAKA) のような大型の *Fusulinella* が多いが，板取川の It_1 化石帯ではこのような大型の *Fusulinella* は全くなく，一方 *Fusulinella simplicata* s. s. が比較的豊富である。したがつて，It_1 化石帯は秋吉の *Fusulinella biconica* zone の下部，もしくは，それより下位にあたると推定される。また，*Fusulinella itadorigawensis* の存在は *Fusulinella colanii* で示される中国の黄竜石灰岩の下部に対比される。

(2)　It_2 化石帯を代表する *Fusulina* 属は，いわゆる，cylindrical form であり，秋吉の

Fusulinella biconica zone の上部に産出する *Fusulina akiyoshiensis* Toriyama (MS) (Toriyama, 1954) や，中国の竜潭，観山 (Lungtan, Kwanshan) から季四光等が報告している *Fusulina lanceolata* (Lee et Chen), *Fusulina schellwieni* (Staff) (Lee etc., 1930) や，また，北米の Mid-Continent 地方における *Fusulina girtyi* (Dunbar and Condra) を含む一連の *Fusulina* 属に示される biconical form または，elongate biconical form には似ていなくて (Dunbar, 1942)，むしろ，欧亜大陸型の *Fusulina* の特徴を示す *Fusulina cylindrica* Fisher de Waldheim, *Fusulina quasicylindrica* (Lee), *Fusulina fava* (Lee et Chen), *Fusulina kurikiensis* Kanmera のような cylindrical form に属する。しかし，板取川の *Fusulina* 属はいずれもこれらの化石よりは小型で原始型である。

欧亜大陸で *Fusulina* 属中のこの2つの異つた型のものが共存しているところは，二・三の地域だけで，日本においても，熊本県氷川流域をのぞいては，その層序関係のわかつているところはない。

北米の Mid-Continent 地方に見られる biconical form の *Fusulina* 属中 Desmoinesian 基底近くの *Fusulina* は明らかに個体の初期の段階では *Fusulinella* 型の構造をもつており，*Fusulinella* から進化したと考えられる。ところが，板取川の *Fusulina* 属は，むしろ，初期の段階から septal fluting が強くて *Fusulinella* 型の形態を示さない。また，板取川の *Fusulina* 属は北米の Desmoinesian の基底近くの *Fusulina* 属や秋吉の *Fusulina akiyoshiensis* や中国の *Fusulina lanceolata* 等のごとき biconical form に示されるものよりも septal fluting がさらに強く，chomata の発達は不充分であり，axial filling が初期の段階から強い。また，spirotheca の構造についていえば，outer volution では keriotheca 様のものも観察される[11]。

Fusulina sp. B のごときは *Fusulina cylindrica* と同様に elongate cylindrical form を示し，septal fluting も強いので，形態的に見て前記の biconical form より一見進化したごとき形態を示している[12]。この2つのことなつた形態をもつた *Fusulina* が monophyletic であるか，polyphyletic であるかは将来に残された問題であるが，いずれにせよ，両型の層位を考察する場合，はつきりと識別してかゝる必要がある。あとに述べるように板取川で *Fusulina* を多産する It_2 化石帯の上位の It_3 化石帯中の *Fusulinella* が cylindrical form の *Fusulina* と共存し，しかも，秋吉や青海の biconical form の *Fusulina* と共存する *Fusulinella* よりも原始型であることから板取川の *Fusulina* で代表される It_3 化石帯は，日本の他地域の biconical form の *Fusulina* を含む地層よりも古いと推定される。

(3) It_3 化石帯は *Fusulinella biconica kurosegawensis* や *Fusulinella rotunda* で代表されるが，それらは大いさ，volution の数等から板取川層群の *Fusulinella* 属中もつとも大型のものである。*Fusulinella biconica kurosegawensis* は *Fusulinella biconica* に，また，*Fusulinella rotunda* は秋吉の *Fusulina biconica* zone の上部より産する *Fusulinella subspherica* Toriyama (MS) に似ているが，いずれも後者のものより原始型である。

Fusulinella elegantula は It_2 化石帯の下部で僅かながら出現し始め，上部で多くなり，It_3 化石帯で一そう多くなる。また，形も，上部になるにしたがい大きくなるようである。これは秋吉から *Fusulinella biconica* と共に産出する *Fusulinella itoi* Ozawa と比較して類似しているが形は小さく，むしろ，ウラルの C_2^2 から産出する *Fusulinella librovitchi* Doutokevitch，および，ボル

11) Thompson は spirotheca の構造では *Fusulina cylindrica* は北米の Middle Pennsylvanian の *Fusulina* よりも *Akiyoshiella* に似ていると述べている (Thompson etc., 1953).

12) Thompson も *Fusulina* 属中に2つのことなつた形態のあることを認めている (Thompson, 1948).

ガ河の中部石炭系の上部からの *Fusulinella pulchera* RAUSER-CERNOSSOVA and BELJAEV, その他，南九州の矢山岳層群の *Fusulina* zone より報告されている *Wedekindellina prolifica* KANMERA に似ている (KANMERA, 1954)。しかし，いずれのものよりも形が小さく，volution の数も少ないのでこれらのものより原始型といえよう。

要するに，板取川ではこれらの3種の *Fusulinella* は *Fusulina kanmerai* を含む *Fusulina* 属や *Fusiella typica shikokuensis*, *Fusulinella elegantula*, *Fusulinella simplicata* s. s., *Fusulinella ichikawai* と共存している。秋吉では *Fusulina akiyoshiensis*, *Fusiella typica* とともに板取川のものより大型で進化していると思われる *Fusulinella biconica*, *Fusulinella subspherica*, *Fusulinella itoi* が共存している。

以上のことから板取川の It_3 化石帯の *Fusulinella* 属は秋吉の *Fusulinella biconica* zone の上部にある *Fusulinella* 属よりも原始的な形態をもつているといえよう。河田茂麿は青海の C_2 から *Fusulinella biconica* と共に *Fusulina* cfr. *girtyi* の産出を報告している (河田, 1954)。おそらく板取川の It_3 化石帯の *Fusulinella* 群よりも進んだ形態を示すものと考えられる。中国の黄竜石灰岩では *Fusulina quasicylindrica* と共に *Fusulinella pseudobocki* (LEE et CHEN), *Fusulinella schwagerinoides* (DEPRAT) のような大型の，進化したものが多いが，板取川ではこれらの大型の *Fusulinella* は産出しない。

(4) (2), (3) で述べた It_2, It_3 化石帯の化石以外に，これらのものと共存するものとしては，*Fusiella typica shikokuensis*, *Ozawainella angulata*, *Pseudostaffella*? cfr. *para-spheroidea* があるが，*Fusiella typica shikokuensis* は It_2, It_3 化石帯より産し，It_1 化石帯には見出されない。この種は *Fusiella typica* と比較して大きさ，および，volution の数が少ないだけで，その他の点では区別されない。*Fusiella typica* は秋吉では *Fusulinella biconica* zone の中部ないし上部で *Fusulinella biconica* と共存し (TORIYAMA, 1954)，また，最近，飛騨山地福地・平湯付近の石炭系，*Fusulina* zone 中で *Fusulina* と共存することが報告されている (FUJIMOTO and IGŌ, 1955)，*Ozawainella angulata* は *Fusulinella elegantula*, *Fusiella typica shikokuensis* のごとき小型の化石と共存し，It_2 化石帯の上部から It_3 化石帯の下部に産出する。飛騨山地福地・平湯付近では *Fusiella typica* と同様に *Fusulina lanceolata*, *Fusulina schellwieni* と共存する。黄竜石灰岩では上部に産出し，船山石灰岩の M_d 層準から出現する。以上のことから *Ozawainella angulata* は *Fusulina* 属と共存するといえよう。

Pseudostaffella? cfr. *para-spheroidea* は It_3 化石帯の最上部から出現する (第1図, 60点)。個体数はきわめて少ない。この種の spirotheca は，明らかに4層を示しており，*Fusulinella* と *Pseudostaffella* との中間型を示す。飛騨山地ではこれと類似する *Pseudostaffella* が *Fusulina* と共存することが報告されている。黄竜石灰岩では *Fusulina quasicylindrica* を産出する M_a 層準の上位の M_b 層準から産出することが報告されている。

要するに，以上の3者はいずれも *Fusulina* と共存し，*Fusulina* zone 中にあることが明瞭である。

V. む　す　び

以上を要約すると，

(1) It_1 化石帯は *Fusulinella* 属を主としており，原始的な *Fusulina*[13] がきわめて稀に産出す

13) 型は biconical form ではなく，cylindrical form を示す.

るだけで，秋吉の *Fusulinella biconica* zone の下部，または，それより下位にあたり，青海の C_2 より下位と考えられる。また，中国の黄竜山 (Huanglungshan)，船山の M_α zone に対比できる。

(2) It_2 化石帯は *Fusulina* 属を主とするが，その *Fusulina* 属は北米の Desmoinesian や秋吉の *Fusulinella biconica* zone，および，飛騨山地における *Fusulina* zone 中の *Fusulina* 属には似ておらず，むしろ，中国の黄竜山の *Fusulina quasicylindrica* を含む M_β 層準の *Fusulina* 属に似ている。

(3) It_3 化石帯は *Fusulinella* 属を主としていながら，*Fusulina* 属の多い It_2 化石帯の上位にあり，しかも，秋吉の *Fusulinella biconica* zone の上半や，青海の C_2 に産する *Fusulinella* よりも原始型である。

要するに，板取川層群は秋吉の *Fusulinella biconica* zone の下部，あるいは，それより下位にあたり，青海の C_2 よりも古いと考えられる。この両地域の *Fusulinella* よりも原始型と考えられる *Fusulinella* で代表される It_1, It_3 化石帯の間に septal fluting の強い cylindrical form の *Fusulina* をもつ It_2 化石帯が存在することは，日本の Middle Pennsylvanian を北米のそれと対比するときに無視することのできない重要な事実である。また，日本，および，欧亜の *Fusulina* の中に形態ならびに産出層準の異なる2つの型，すなわち，cylindrical form と biconical form とがあることを認識する必要があり，従来の *Fusulina* 属は polyphyletic である可能性がある[14]。

従来，日本での風潮として，*Fusulinella* が優勢であれば *Fusulinella* zone のものと考え，*Fusulina* が優勢であれば *Fusulina* zone のものと考える傾向があつたが，ここに述べたことがらはこのような考えを反省する必要があることを示す大切な資料である。すなわち，日本の化石群は北米のものとかなり違つて，属の生存期間，ならびに，発展の段階の点で時間的ずれがあり，また，北米のものとかなり違つた形態のものがそれと同一属と考えられている中に存在する。

断片的にしかわかつていないものを，ただ，無批判に国際的な意味での *Fusulinella* zone, *Fusulina* zone にむすびつけ，アメリカのものと対比することは混乱をまねきやすい。むしろ，各地の紡錘虫化石群を検討して日本の上部石灰系の性格を明らかにすることが現在のところ重要である。

参 考 文 献

1) Dunbar, C. O. and Henbest, L. G. (1942): Pennsylvanian Fusulinidae of Illinois. *Illinois. Geol. Survey, Bull.* **67**, 1～218.

2) Fujimoto, H. and Igo, H. (1955): *Hidaella*, a New Genus of the Pennsylvanian Fusulinids from the Fukuji District, Eastern Part of the Hida Mountainland, Central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, **18**, 45～48.

3) 市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下昇 (1955a): 四国の秩父累帯について，日本地質学会関西支部報，26 (活版印刷).

4) 市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下昇 (1955b): 四国秩父累帯の古生層について，日本地質学会関西支部報，26 (活版印刷).

5) 市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下昇 (1956): 黒瀬川構造帯 (地質雑に投稿中).

14) 鳥山および勘米良は，秋吉における *Fusulinella biconica* zone の上部に産する *Fusulina akiyoshiensis* は *Fusulinella* 属と *Fusulina* 属との中間型を示し，一応 *Fusulinella* zone の要素とみなしているが，属の出現を重視すれば *Fusulina* zone の下限をおくことができると述べている．それにしたがえば板取川層群は全体としてアメリカの *Fusulinella* zone に入るわけである．しかしながら，そのように対比するならば秋吉の *Fusulina* より一見進化していると思われる *Fusulina* が *Fusulinella* zone から出現することになる (鳥山，勘米良，1955).

6) Kanmera, K. (1954): Fusulinids from the Yayamadake Limestone of the Hikawa Valley, Kumamoto Prefecture, Kyushu, Japan.—Part 1. Fusulinids of the Upper Middle Carboniferous. *Japanese Jour. Geology and Geography*, **25**, 1～2, 117～114.

7) 勘米良亀齢・鳥山隆三 (1955): 西中国・九州の石炭系, 地質雑, **61**, 307.

8) 河田 茂磨 (1954a): 新潟県青海石灰岩, 特に, 坂ヶ峰地域の層位学的ならびに古生物学的研究, 東京教育大学理学部地質学教室研究報告, **3**, 15～27.

9) 河田 茂磨 (1954b): 新潟県青海石灰岩, 特に, 明星山附近の層位学的ならびに古生物学的研究, 資源科学研究所彙報, **36**.

10) Lee, J. S. and Chen, S. (1930): Huanglung Limestone and its Fauna, Protozoa. Foraminifera: *Nat. Research Inst. Geology, Mem.* No. 9, 90～136.

11) Thompson, M. L. (1954): Upper Desmoinesian Fusulinids. *Amer. Jour. Sci.*, **243**, 442～445.

12) Thompson, M. L. (1948): Studies of American Fusulinids. *Univ. Kansas Pal. Contrib.*: *Protozoa*, Art. 1, 1～184.

13) Thompson, M. L., Pitrat, C. W. and Sanderson, G. A. (1953): Primitive Cache Creek Fusulinids from Central British Columbia. *Jour. Paleontology*, **27**, 4, 545～552.

14) Toriyama, R. (1954): Geology of Akiyoshi, Part I. Study of the Akiyoshi Limestone Group. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, Ser. D. **6**, 1, 39～97.

四国三波川帯におけるキースラーガーの層序学的位置*

小島 丈児**・秀 敬**・吉野 言生***

(1955 年 10 月 6 日受理)

The Stratigraphical Position of *Kieslager* in the Sambagawa Crystalline Schist Zone in Shikoku

George Kojima, Kei Hide, and Gensei Yoshino

(Abstract)

The writers collected data concerning the stratigraphical position of *Kieslager* (bedded cupriferous pyritic deposits) in the Sambagawa crystalline schist zone proper of Shikoku. Among the 102 *Kieslager* collected, 24 were surveyed by the writers. The following results were obtained:

1) The rise and fall in the number of *Kieslager* in the stratigraphical succession of beds coincides with that of the submarine volcanic activity in the geosynclinal stage.

2) The lithological character of the schist beds near *Kieslager* shows that nearly all the *Kieslager* are interbedded with crystalline schists derived from volcanic materials, including chemical deposits.

Judging from these facts, the greater part of the *Kieslager* of the Sambagawa crystalline schist zone proper may be considered to be derived from materials, deposited in relation to the submarine eruption in the original geosyncline.

Ⅰ. 前 書
Ⅱ. 三波川結晶片岩系の層序
Ⅲ. キースラーガーの層序学的位置
Ⅳ. 考 察
Ⅴ. 結 語

Ⅰ. 前 書

わたくしたちは，結晶片岩系について，層序・地質構造・変成様式という3つの主要な側面からこれを研究しようと考え，四国の三波川帯に足をふみいれた。三波川帯の中には，ほとんど至る所といつてよいくらい，いわゆるキースラーガー型の鉱床があるが，当初，わたくしたちにとつては，これらの鉱床の研究が当面の研究テーマに対してどれほどの意味をもつか了解できなかつた。ところが調査が無点紋帯から点紋帯へ，鉱床に乏しい大歩危地方から白滝・別子などの鉱床賦存地帯へと進むにつれて，キースラーガーの形成という問題が，上の3つの主要な研究側面と密接に関係していることに気がついてきた。わたくしたちは，今後引き続いて，上の3つの主要側面とキースラーガーとの関係についてのわたくしたちの研究結果を報告していきたいとおもうが，今回は

* 本報文の内容の一部は，1954 年 6 月 27 日岡山大学で開催された西日本支部例会において，“四国のキースラーガーと結晶片岩の層序” と題し，小島・秀・吉野に光野千春と竹田英夫を加えた 5 名の連名で発表した．本報文は，上記の報告にもとづいて，あらたに資料を加え，著者3名で討議を加えて作製したものである．

** 広島大学理学部地学教室
*** 広島大学教育学部東雲分校地学研究室

まず，結晶片岩系の層序とキースラーガーの胚胎される位置との関係について報告するしだいである。

本論にはいるに先だつて，わたくしたちがこれからのべようとしている主題が，変成岩地域のキースラーガーの研究にとつてどのような意味をもつか，ということについて簡単に展望してみよう。

キースラーガー成因問題の2つの側面　戦前，キースラーガーに関する多年にわたつた多数の調査研究は，加藤武夫の“新編鉱床地質学”(1937)においてつぎのように結論づけられた。

“三波川系結晶片岩中に広く産出する別子型鉱床を通覧すれば，緑色片岩・角閃岩・柘榴石角閃岩・橄欖岩・蛇紋岩等の超塩基性火成岩の変成した岩類を伴い，……（これら）は恐らく古生代以前（？）に起つた地殻運動（造山作用）に伴う火成現象として迸入したもので，此造山作用のために此等超塩基性岩も母岩と共に変成して剝状構造を呈するに至つた。鉱床の生成は熱水作用で，この時代の火成作用の最後の遺物と見るべきもので，結晶片岩の生成中にも多少の熱水液が劈裂帯に沿うて上昇滲入し（たが），……主な鉱化作用は其後に引続いて行われたもので（ある）。……此等の造山作用は鉱床生成以後迄も多少引続いていたことは，鉱床が母岩と共に複雑に褶曲，変形している事実によつても明らかである。”(pp. 326～327，括弧内下線した語は筆者が加えた)

この叙述からもわかるように，この時期におけるキースラーガー研究の趨勢は，1）キースラーガーを形成した物質源を，造山作用と同時期に貫入した(synkinematic) 塩基性ないし超塩基性火成岩に求め，2）鉱床の形態やその場所を，変形運動の様式を解析することによつて説明しようという立場である。

キースラーガーの形態と形成の場所　そののち大戦をはさんで今日までのキースラーガー研究の歩みをふりかえつてみると，とくに鉱床の形態やその場所（地質構造上の）に関する研究が進んできている。すなわち，大戦直前のころ，堀越義一(1940)は多数のキースラーガーの形態と場所に関する知識をまとめた結果，キースラーガーが胚胎される重要な条件として，石英片岩層とその他の結晶片岩層との物理的性質の差を指摘した。この考え方は依然として，最近の堀越(1953b)の別子型鉱床の雁行性という考えの基礎になつている。また，やはり大戦直前に，神山貞二と堀越(1938)は，キースラーガーの落としの方向が，一般に母岩の線構造・褶曲軸と一致することに注意したが，戦後，この考えは各地のキースラーガーにおいて検討され，さらに，加納博等(1951)や杉山隆二(1955)は，これに実際面での修正を加えた。

変成分化作用とキースラーガー　これに反して，キースラーガーの物質源についての考察はほとんど進んでいない。しかし，現在でもなお，キースラーガーといえば，すぐその附近に蛇紋岩や輝緑岩はないかとたずねまわる人々が多い一方では，キースラーガーの物質源について新しい問題を投げかける労作も現われはじめている。たとえば加納博(1950)は，岩手県田老地方の層状硫化鉄鉱鉱床と堇青石岩とが密接な関係をもつことに注意して，変成分化（交代）作用による生成を暗示し，渡辺万次郎(1952)は，日立鉱床の生成過程として深層分泌(abyssal secretion)をふくめた変成分化作用について考察した。著者の1人小島(1951a)も，三波川結晶片岩中のキースラーガーが変成分化作用で説明しうることを指摘した。

変成分化作用というのは，変成作用をうける範囲内に分散している物質が，変成過程を通して集まることであるが，分散物質が変成作用以前から存在していたものか，あるいは変成過程で外部から加えられたものであるか，という問題が当然考えられるわけである。また，変成分化作用を考えるばあい，変成過程における物質の可動性(mobilization)の程度，移動の様式についても検討を考えなければならない。

キースラーガーの物質源　キースラーガーの物質源についての考え方のうちで，三波川帯のキースラーガーに関連して問題になるものは，大きくみて2つに分けられよう。1つは，キースラーガーをつくる主要な物質が変成作用以前にすでに原岩層中に存在していたとする考えであり，もうひとつは

変成過程で変成空間外から加えられたとする考えである。はじめに引用した加藤説は後の例である。前者の考え方も，原物質のでき方，または在り方をどのように考えるかでちがつてくる。すなわち，1) 地向斜時代の海底火山活動によつて堆積したとするもの，2) 地向斜時代あるいはその後の（変成前）火成作用に関係して堆積物中に形成されたとするもの，あるいは，3) 変成前にとくに鉱床として集積せず，堆積物中に分散していたとする考えなどである[1]。

外国では，すでにこれらの考え方が個々のキースラーガーについてうち出されているが，日本では，前項でのべたように，変成分化作用による考えが (3) に関係しているほか，(1) (2) の考えはまだ明瞭には主張されるに至つていないようである[2]。

本稿について 本稿では，三波川帯のキースラーガーについて，その形態のちがいを無視して，それらが三波川結晶片岩系のどんな層準にくるかということをのべる。すなわち，三波川結晶片岩系で現在わかつている最大 1万 m 以上に及ぶ岩層群中で，どこかにキースラーガーの多い層準があるかどうか，また，キースラーガーの胚胎される部分には，なにか岩相上の特徴がないかどうか，という点についてのべようとおもう。この結果は，前項でのべたキースラーガーの物質源についてのいろいろな説の当否に，大きな関係をもつはずである。

本稿では，著者等が直接に調査した資料について説明し，間接に文献から判断した結果は最後に表としてまとめておく。著者等が直接に調査した鉱床は，つぎのとおりである。

徳島県　高越・野々脇・三縄

高知県　下川・白滝およびその近傍の鉱床

愛媛県　新宮・佐々連・積善・筏津・余慶・別子・愛媛およびその近傍の鉱床・基安

謝辞 わたくしたちが，結晶片岩の研究からキースラーガーの成因について関心をもつようになつてきた過程で，多くの方々から貴重な御教示をいただいた。とくに，渡辺武男教授・堀越義一氏・立見辰雄助教授からは専門の鉱床学の立場からの貴重な御教示を，機会あるごとにいただくことができた。また今井秀喜助教授・光野千春氏・竹田英夫氏とは，現地の調査を共にした機会に種々討論していただいた。本稿におけるわたくしたちの立場と推論は，かならずしも，これらの方々の立場なり意見なりと一致はしていないが，わたくしたちの研究にとつて，これらの御意見は直接間接に有益なものであつた。厚く感謝の意を表するしだいである。最後に，調査にあたつて種々御高配をいただいた上記諸鉱山の関係各位に，深く謝意を表する。

II. 三波川結晶片岩系の層序

四国の三波川変成帯は，三波川帯プロパーと三波川南縁帯に分けることができる[3]。三波川帯プロパーはこの変成帯の上帯であつて，四国中央部で最大 26 km の巾をもつ。三波川南縁帯は，巾最大 1 km の衝上剪断帯（清水（きよみず）構造帯）によつて三波川帯プロパーとへだてられ，高知県吾川郡で巾約 4 km である。三波川南縁帯は上八川構造線で南側の秩父累帯に接する。三波川南縁帯をつくる結晶

1) キースラーガーの成因に関するいろいろな考えは，T. Tatsumi (1953, pp. 236～239) の論文によくまとめられているので，ここではこれ以上ふれない．

2) 堀越義一 (1953a) はキースラーガーと黒鉱鉱床との類似性をとき，“黒鉱々床と別子式層状鉱床の成物の主なちがいは，できた場所が海底浅い所と深い所の差だけである”という考えを暗示的にのべているが，上の (2) の考えを支持するのか，叙述からは明瞭でない．なお小島は，渡辺武男教授といろいろな機会にキースラーガーについて意見を交換することができたが，同教授はキースラーガーとマンガン鉱床との成因上の関連を指摘され，上の (1) の考え方について教示された．

3) 小島丈児・吉田博直・甲藤次郎・市川浩一郎・石井健一：四国西条―上八川間路線に沿う三波川帯の地質，本誌（投稿中）．

片岩層は，小歩危層以上の結晶片岩層に対比されるが，主帯の結晶片岩層とは岩相がやや異なつていて，秩父累帯に対する遷移帯の性格をもつものと考えられる。そのため，岩層の対比をじゆうぶん正確にはなしえない。この理由で，本稿では，範囲を三波川帯プロパーに限ることにする。

1. 三波川帯プロパーにおける結晶片岩系の層序

著者の一人小島（1951b）は，四国中央部における結晶片岩系の層序を，つぎのように立てた。

吉野川層群
- 上部層群
- 中部層群
  - 三縄層
  - 小歩危層
- 下部層群
  - 川口層
  - 大歩危層

西祖谷層群

この層序表をつくる基礎になつた地域は，池田から大杉にいたる吉野川流域と銅山川中下流域で，それに白滝附近が参照された。その後，調査地域が拡大され，とくに白滝・別子およびその西方地域の地質がわかつてくるにつれて，この層序表にある程度の補正を加える必要が生じてきた。そこで，本節ではまず，上の層序表について現在の知識で必要と考えられる補正点をのべよう。

i) 西祖谷層群

小島は徳島県三好郡三名（さみょう）村南日浦附近で，小歩危層下底に傾斜不整合を見いだし，その下位の岩層を西祖谷（いや）層群と命名した。西祖谷層群に相当する岩層は，その後調査地域が拡大したにもかかわらず，南日浦と西祖谷山村一宇附近以外からは知られていない。他の地域では，小歩危層の下には川口層，ついで大歩危層が見いだされる。しかも，小歩危層と下位岩層との関係には不整合関係が予想されるのである。この点から考えて，西祖谷層群はむしろ川口層相当層と考えるべきではないか，という疑問が浮かんでくる。ただ，川口層中の緑色片岩層の数はせいぜい 3,4 層であるのに対し，西祖谷層群のばあいには，ほぼ同じ厚さ(1000 m±)の岩層中に 8 層の緑色片岩層と 7 層の石英片岩層を数え，また川口層では，顕著なスティルプノメレイン石英（方解石）片岩層が緑色片岩層中にはさまれているのが特徴で，かつ紅簾石石英片岩を見ないのに対し，西祖谷層群中には，そのようなスティルプノメレイン石英片岩層をかく代りに，紅簾石を含む赤鉄鉱石英片岩層が顕著である。このような岩相上のちがいがあるので，西祖谷層群を直ちに川口層に対比することは躊躇されるのである[4]。

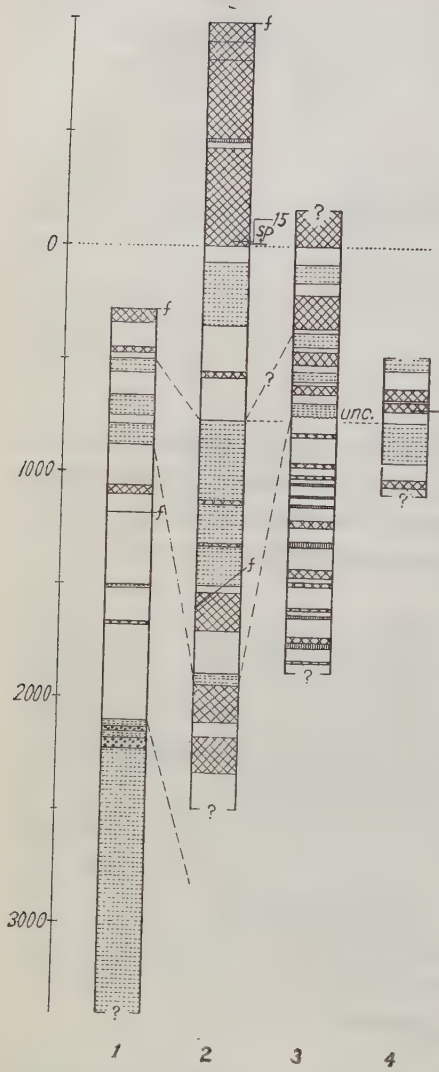
ii) 上部吉野川層群

上部吉野川層群について小島（1951b, p. 186）が記載している内容は，完全に改める必要がある。というのは，三波川帯プロパーの南縁から三波川南縁帯をへて秩父累帯北帯までの地質が，さきにもふれたように，全く書きかえられなければならなくなつたからである。上部層群は，三波川帯プロパーの内部で，三縄層の上位に求められなければならない。そしてこれは，白滝から愛媛に至る横臥背斜の北翼に見いだされる（後述）。

三波川結晶片岩の層序に関連して，小島の前論文以後の調査で明らかになつた主要な点は，この上部層群をふくめた三縄層以上の岩層の内容と，その地域的変化についてである。しかも，これらの岩層は，とくにキースラーガーの問題に関係が深いので，つぎに節をかえて説明しよう。

---

4) 南日浦不整合については，その後，2,3 の方々から疑問が出され，昭和 28 年 11 月に結晶片岩研究グループの諸氏が合同調査されたが，結論が出なかつたようである．なお，南日浦地方については，光野千春氏によつて再調査がなされようとしている．



第1図　吉野川横谷地方結晶片岩系の柱状断面図

点線部は砂質片岩，網目部は緑色片岩，縦線部は石英片岩，空白部は黒色片岩．sp 印より上位は点紋片岩，f は断層，unc. は不整合，? は上（又は下）限不明を示す．15, 16 はそれぞれ，三縄・新宮鉱床の層準を示す．左縁のスケールは m 単位，0 m を三縄層主部緑色片岩層の最下底においた．断面位置は次のとおり．

1. 大歩危—下名間
2. 板野—川口間
3. 南日浦
4. 新宮

2.　三縄層および上部吉野川層群

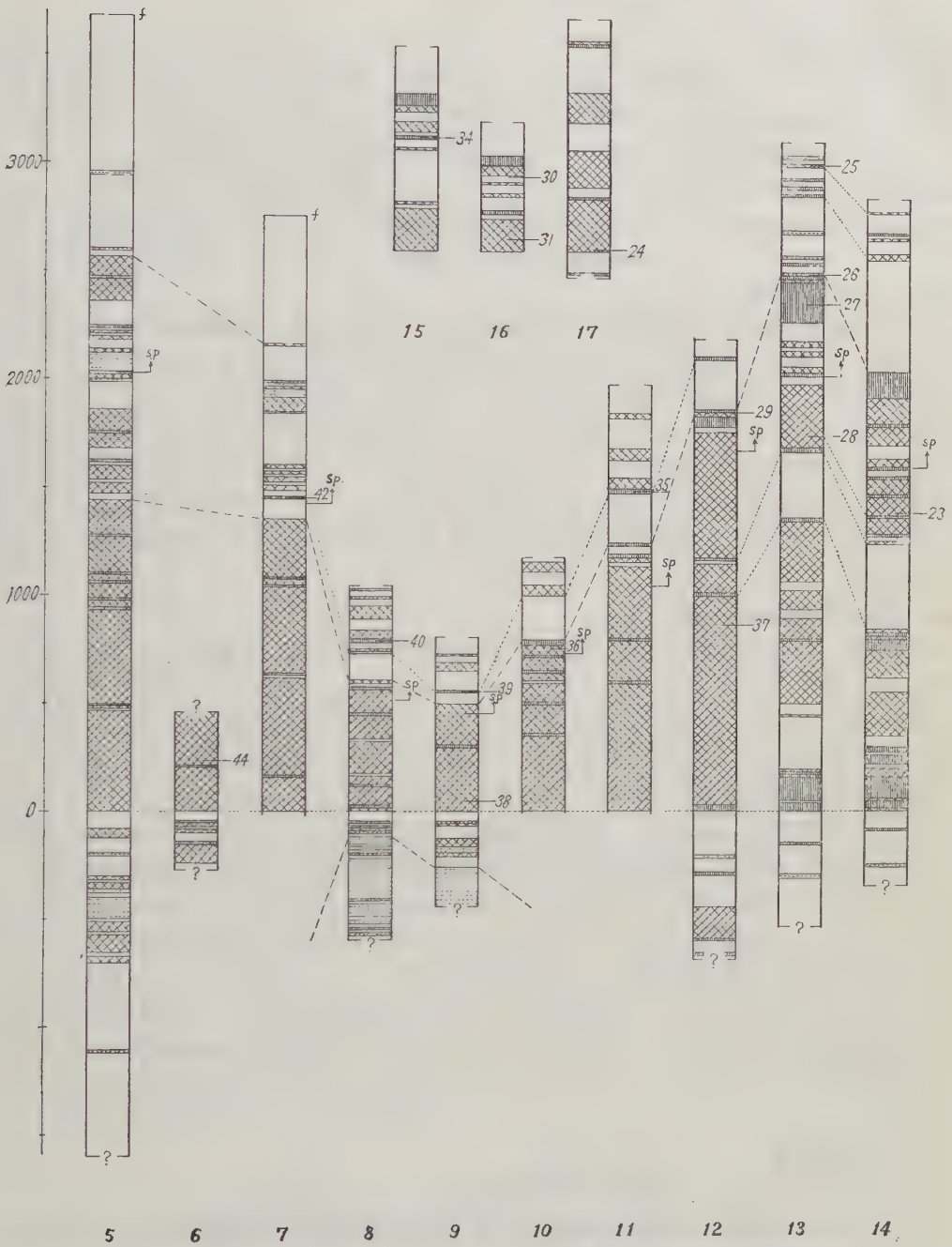
小島の前論文で扱つた地域では，三縄層の中下部に相当する部分しかみられず，したがつて三縄層の記載は不十分であつた。第1図は，小島の前論文で扱つた地域における結晶片岩系の柱状断面図である。この図からもわかるように，吉野川横谷地帯は，三波川帯の複背斜構造の中でもとくに盛り上がりの大きい地帯なので，地域の大部分は結晶片岩系の下部にあたる岩層で占められている。この地帯に出ている三縄層の部分は，つぎにのべるように，三縄層の下部層と主部緑色片岩層であつて，それより上位の岩層はあらわれていない。

三縄層およびそれより上位の岩層が広くあらわれているのは，白滝・別子地帯から四国西部にかけての地帯である。第2図は，白滝・別子地帯から予土路線（西条—伊野）にかけての地域における結晶片岩系の柱状断面図である。第1図と比較してすぐわかるように，この地帯には三縄層以上の岩層がよく発達していて，これらは最大 5,000 m 以上の厚さに達する。三縄層よりも下位の岩層としては，わずかに中七番ドーム状背斜部に小歩危層がのぞいているにすぎない。第2図についてみると，三縄層以上の岩層は，岩相上の特徴によつて，さらにいくつかの部分に分けることができる。つぎに，下位から順を追つて，それらの岩相上の特徴と地域的変化を説明する。

i)　小歩危層

この地帯の地質構造は，大きくみて，能谷山中七番背斜と，その北に北方から押しかかつた形をした白滝横臥褶曲とによつて支配されている（秀敬 1954）。この地帯でもつとも下位にあたる岩層があらわれている所は，能谷山中七番背斜のドーム状の盛り上がりの部分，すなわち中七番盆地（別子山村）と河又（こうまた）盆状地（中萩町）とである。中七番盆地では，三縄層の下位に，ほとんど大部分砂質片岩から成る岩層があらわれており，露出している範囲の厚さは約 200 m，下限は不明である。河又盆状地では，この岩層は厚さ 470 m で，やはり下限は不明である。ここでも砂質片岩が卓越し，ついで黒色片岩がはさまれる。ほかに，石英片岩と凝灰質緑色片岩の薄層が数層みられる。これらの岩層は，その層序学的位置と岩相上の特徴からみて，小歩危層に相当するとみなされる。

小歩危層は，この地帯では上の2個所にあらわれるだけであるから，その地域的変化は明らかにしえない。横臥褶



第2図　白滝・別子・予土路線間の地帯における結晶片岩系の柱状断面図

第1図の説明文を参照されたい．鉱床の番号は第2表に記載．0 m 線は三縄層主部緑色片岩層の最下底においた．断面位置は次のとおり，

5. 予土路線，6. 基安，7. 愛媛，8. 黒森山東斜面，9. 別子—中七番，10. 余慶，11. 筏津，12. 東光森山—井野川，13. 朝谷川—瀬戸川，14. 下川，15. 積善（横臥褶曲下翼部），16. 東光森山（同上），17. 白滝（横臥褶曲上翼部）

曲部には，小歩危層に相当する岩層はあらわれていない。

ii)　三縄層下部層

三縄層のもつとも著しい特徴は，塩基性火山物質に由来する緑色片岩がひじように多量に存在することである。三波川結晶片岩系（吉野川層群）の原地向斜における海底火山活動は，川口層堆積時期にはじまり，小歩危層堆積中もひき続いていたが，三縄層の堆積時期に最盛期に達した。ことに，三縄層の主部には，最大 1,900 m の厚さに達する，ほとんど全部緑色片岩層からなる岩層があらわれ，海底火山活動の絶頂期を示している。この厚い緑色片岩層は，四国三波川帯の広い範囲にわたつて追跡することができるので，これを**三縄層主部緑色片岩層**と名づけ，それより下位，小歩危層より上位の部分を，**三縄層下部層**とする。

三縄層下部層は，中七番・河又附近の背斜の盛り上がりの部分で薄く（100～250 m），そこから東方および西方へむかつて急に厚くなる。西方では，予土路線沿いで 1,600 m を越え，東方では，白滝西南方の柱 12（柱状図 12 番の略，以下同じ）で 700 m，下限不明となつているが，ここから本山町附近にかけて厚く発達する黒色片岩は，柱 12 の最下底に続くものであるから，やはり 1,000 m を越えるものと考えられる。構成岩層はおもに黒色片岩で，ふつう 100 m 以下の厚さの砂質片岩層を 2,3 層はさむほか，数層の緑色片岩層と石英片岩層が存在する。これらは，ふつう数十 m までの厚さのものであるが，局部的に緑色片岩層が厚くなり，柱 12 にみられるように，150 m 程度の厚さになることがある。

iii)　三縄層主部緑色片岩層

前項でのべたように，三縄層の緑色片岩はこの主部層でもつとも厚く発達する。主部層の主体は緑色片岩層で，石英片岩層がこれに伴い，黒色片岩層がはさまれる。白滝・別子地帯の東部，下川谷（柱 14）・朝谷川（柱 13）地区では，黒色片岩・石英片岩の部分がかなり厚く，中央部の 300～400 m の厚さの黒色片岩層によつて上下 2 部層に分けられる（秀 1954 の三縄第二層と同第一層）。ところが，柱 13 の西約 6.5 km の柱 12 では，この黒色片岩層は薄くなり，また夾在するその他の黒色片岩層・石英片岩層の厚さと数も減じ，主部層の大部分は緑色片岩によつて占められる。この状態はそのまま，能谷山中七番背斜の北翼部に沿つて，遠く基安鉱山地区以西まで続く（柱 12→柱 5）。

このような岩相の変遷に対して，主部層全体の厚さはどのように変るであろうか。第 2 図を一見して明らかなように，主部層は東部の柱 13 でもつとも厚く，2,500 m におよぶが，西にいくにつれて厚さを減じ，柱 13 から西約 13 km の別子南方（柱 9）でもつとも薄くなり，約 500 m である。ここから西方へふたたび厚くなり，予土路線沿いでは 1,400 m に回復する。この厚さの変遷は，前項でのべた下部層の厚さの変遷とよく一致している。下部層と主部層の薄くなる所が，ちようど，能谷山中七番背斜が北方に突き出して，しかもドーム状に盛り上がつた部分の北翼にあたることは，注目すべき点である。

iv)　三縄層上部層

三縄層の下部層と主部層とは，能谷山中七番背斜部およびその北翼部をつくつている。そして，これらの岩層は白滝から別子・愛媛に続く横臥性の褶曲運動の直接の影響を示していない。これに対して，三縄層上部層は，この運動によつて著しく擾乱されている。したがつて，層厚も場所によつて急変し，剪断運動の著しかつた所では，岩層の尖滅，引きちぎれ，引き伸ばしなどの現象が見られる。

上部層は黒色片岩層・緑色片岩（一部いわゆる角閃岩）層・石英片岩層からなり，一部に砂質片岩層がみられる。主部緑色片岩層にくらべて，緑色片岩層は薄く，ふつう 100 m 以下である。ただし横臥褶曲の上翼部では，岩層がいわばたくし込まれて，異常に厚くなることがある。白滝（柱 17）で

は，角閃片岩層の厚さが 250 m になつており，また，東赤石山超塩基性岩体の北東部をかこむ ニツ嶽角閃片岩層は，1,000 m 以上の厚さにもおよんでいる。このような擾乱があるため，白滝から別子の間では，上部層の厚さをはかることはできない。この擾乱は，西方へ別子を越えて愛媛鉱山地区にいくと，急に小規模となり，予土路線ではその影響がわずかにうかがえる程度となる。したがつて，柱 7・柱 5 の上部層の部分は，ほぼ真の厚さに近い値を示すとみなすことができる。すなわち，上部層の厚さは，愛媛鉱山地区で 820 m，予土路線で 1,170 m である。

v) 上部吉野川層群

上部吉野川層群とここで命名する岩層群は，白滝から愛媛鉱山地区におよぶ横臥褶曲帯の北側に沿つて分布する，黒色片岩を主とする岩層である。黒色片岩のほかに砂質片岩の薄層をはさむが，著しい点紋片岩化をうけているので，両者の区別が困難なばあいが多い。愛媛鉱山地区（柱 7）および予土路線（柱 5）では，上部吉野川層群の厚さがそれぞれ，600 m および 1,080 m であるが，いずれも中央構造線で切られていて，上限不明である。

上部吉野川層群が中部吉野川層群の三縄層以下と著しくちがう点は，海底火山活動を示す物質がほとんど全くないということである。すなわち，川口層にはじまり，小歩危層をへて三縄層主部に至つてあれほど優勢であつた緑色片岩・石英片岩が，三縄層上部に余勢を残したのち，この上部吉野川層群でほとんど姿を消しているのである。わずかに，数層の薄い緑色片岩層と石英片岩層が，衰えつつ去つた火山活動の余塵を示すにすぎない。

白滝別子横臥褶曲帯の北翼に分布する上部吉野川層群を，**大生院層**（おおいういん）と命名する。

附：点紋片岩の層準

附図の柱状図に示すように，青灰石英状変晶をもつ点紋片岩は，三縄層中部以上，上部吉野川層群におよんでいる。下川（柱 14）—黒森山東斜面（柱 8）間の背斜北翼では，三縄層主部緑色片岩層の上端近く（上端から下へ 50～480 m）から点紋があらわれはじめるが，西へいくと，愛媛鉱山地区（柱 7）では三縄層上部層下端から上へ 80 m 附近，予土路線（柱 5）では同じく 600 m 附近というぐあいに，点紋のあらわれはじめる層準が上がつてくる。これに対して，銅山川・吉野川下流沿い，中央構造線の南に接する点紋片岩帯では，三縄層下部層上部附近から点紋があらわれはじまる。なぜ点紋が層序上の上位にあらわれるか，また，なぜ点紋のあらわれはじめる位置が場所によつてちがうか，という疑問は，地質構造の上から説明されなければならないが，これは本稿の目的からはずれるので，別の機会にゆずる。

3. 総　括

小島が 1951 年に提出した四国三波川結晶片岩系の層序表に，前節でのべた新しい結果を補い，第 1 表のように総括した。

結晶片岩系の全層厚は，最小 5,320 m，最大 11,460 m におよんでいる。

III. キースラーガーの層序学的位置

前章で説明した四国三波川結晶片岩系の層序にもとづいて，1) 三波川帯プロパー中に胚胎されるキースラーガーが，層序上どの位置にあるか，また，2) キースラーガーを胚胎する位置が岩相上なにか特徴をもつているかどうか，という 2 点について以下のべよう。

1. 白滝・別子・愛媛鉱山地帯のキースラーガー

白滝鉱山地区から別子をとおり愛媛鉱山地区までの間に分布するキースラーガーで，著者等によつて調査されたものについて，前記の 2 事項を簡単に説明する。

第 1 表　四国三波川結晶片岩系の層序

地層名				岩相特徴	層厚 (m)	海底火山活動
吉野川層群	上部層群	大生院層		黒色片岩（点紋）層を主とし，砂質片岩層をまじえる．ごく薄い緑色片岩層・石英片岩層を数層ふくむことがある．	600＋～1,080＋	全く衰える
	中部層群	三縄層	上部層	黒色片岩層・緑色片岩層・石英片岩層からなり，一部に砂質片岩層をはさむ．緑色片岩層は厚さ 100 m 以下がふつう．	820～1,170	やや衰える
			主部緑色片岩層	緑色片岩層を主とし，石英片岩層・黒色片岩層を伴う．西部では，ほとんど緑色片岩層からなる．	500～2,500	最盛期
			下部層	おもに黒色片岩層からなり，ふつう厚さ 100 m 以下の砂質片岩層・緑色片岩層・石英片岩層を数層はさむ．	100～1,600	ひき続く
		小歩危層		砂質片岩層を主とし，数枚の緑色片岩層（含，スティルプノメレイン石英片岩層）と黒色片岩層をはさむ．	370～1,180	ひき続く
	下部層群	川口層		黒色片岩層を主とし，数枚の緑色片岩層（含，スティルプノメレイン石英片岩層）をはさむ．	500～1,500	始まる
		大歩危層		厚い砂質片岩層からなり，黒色片岩の薄層をはさむ．上部および中部の一部に，1～40 m の厚さの数枚の礫質片岩層をふくむ．	1,300＋	全くない
? 西祖谷層群				おもに黒色片岩層からなり，数枚の緑色片岩層と紅色石英片岩層をはさむ．	1,130＋	（川口層程度）

（小島 1951――小島・秀・吉野 1955）

下川 (23)[5]　三縄層主部緑色片岩層中で，上端から厚さの約 1/3 ほど下位にある。母岩は微弱な点紋を有する緑色片岩であるが，鉱体に接して剝離性に富む緑泥石質緑色片岩が発達する。ときには，剝離性に富む緑簾石藍閃石片岩が発達することもある。下盤側へ約 10 m の所に，紅簾石石英片岩がはさまれている。(柱 14)

白滝 (24)　白滝横臥褶曲の額部にあり，層準は三縄層上部層の最下位の緑色片岩層の下端近くに相当する。母岩は点紋を有する角閃片岩であるが，鉱体に接してしばしば，“アブラハダ”といわれるやや剝離性のある緑泥石質角閃片岩がみられる。またふつう，“赤ハブ”といわれる磁鉄鉱柘榴石石英片岩の薄層が，鉱体の上あるいは下に（接することも接しないこともある）存在する。(柱 17)

久保 (25)　三縄層上部層中で，その下端から 500 m 上位にある厚さ 5 m 程の薄い点紋角閃片岩層中に胚胎される。鉱床は，その中の 1 m 程のやや剝離性のある緑泥石質角閃片岩中に断続して存在する。母岩の角閃片岩中には，いわゆる“赤ハブ”がみられる。(柱 13)

中ノ谷 (26)　三縄層主部層の最上端にほとんど近く，2～10 m の薄い点紋緑色片岩層中に胚胎される。(柱 13)

樅の木 (27)　三縄層主部層の上位，厚さ約 200 m におよぶ厚い石英片岩層のほぼ中部にある。中ノ谷鉱床の下位約 140 m 程の層準である。鉱体には直接しないが，近くには，結晶質石灰岩・緑色片岩・黒色片岩の薄層が

5)　括弧内の番号は第 2 表，第 3 図の番号に対応する。

はさまれている。(柱 13)

樫山 (28)　三縄層主部層の上部，秀による第二緑色片岩層の下端から 80 m 程上位にある。(柱 13)

大川下 (29)　中ノ谷 (26) と層準および母岩はほぼ同じ。(柱 12)

大川上 (30)　白滝横臥褶曲の下翼部で，三縄層上部層中部の角閃片岩・石英片岩層から約 10 m 下位（見かけの上位）の点紋黒色片岩層中にあるが，鉱床の近くには，石英片岩層（厚さ 0.1～1 m）が存在することがある。(柱 16)

光森 (31)　東光森山の西斜面，点紋角閃片岩層中にある。本層は，白滝横臥褶曲の下翼部で，白滝鉱床をふくむ角閃片岩層に対応し，三縄層上部層の下部にある。角閃片岩は鉱床のある部分で，剝離性のある緑泥石質角閃片岩となつている。(柱 16)

鹿路 (33)　東赤石山を核とする横臥性背斜の北翼部にあり，二ツ嶽角閃片岩層の上位の点紋緑色片岩と点紋石英片岩との互層部に胚胎される。三縄層上部層の上部である。**伊予 (32)** もほぼこの層準にあるとみなされる。

積善 (34)　東赤石山を核とする横臥性褶曲の下翼部の，三縄層上部層中に胚胎される。鉱床の附近は，下翼部特有の複雑な擾乱を示しており，黒色片岩層・角閃片岩層・石英片岩層が複雑に入り乱れ，また，蛇紋岩が密接に伴う。(柱 15)

筏津 (35)　能谷山中七番背斜部と横臥性褶曲部との遷移部に当り，三縄層上部層下部の点紋緑色片岩と点紋石英片岩との互層部に胚胎される。(柱 11)

余慶 (36)　能谷山中七番背斜の北翼部，三縄層主部緑色片岩層中で，その最上位近くにある。(柱 10)

金鍋 (38)　中七番背斜北翼部，三縄層主部緑色片岩層中で，その最下位近くにある。なお，この主部緑色片岩層の東南東延長に，**大坐礼 (37)** があるが，金鍋よりは層準が上位と考えられる。

別子 (39)　地質構造上の位置・層準ともに筏津に近似している。すなわち，遷移部の三縄層上部層下部の点紋石英片岩と点紋緑色片岩との互層部に胚胎される。(柱 9)

檜株 (40)　地質構造上の位置・層準ともに別子に近い。遷移部の三縄層上部層下部の点紋石英片岩層に伴つている。(柱 8)

新生 (41)　三縄層上部層の点紋緑色片岩層の上端にある。

愛媛 (42)　地質構造上の位置・層準ともに別子に近似している。すなわち，遷移部の三縄層上部層下部の点紋石英片岩（点紋緑色片岩・結晶質石灰岩を伴う）層の上位に胚胎される。(柱 7)

2. その他の地区のキースラーガー

前節でのべた白滝から愛媛までの鉱山地帯のキースラーガー以外で，著者等が現地調査をすることができたものについて略述する。

高越 (8)　三縄層主部緑色片岩層の下部で，菫閃石をふくむ点紋緑色片岩中にあり，鉱体に接して紅簾石を含む石英片岩層がみられる。

野々脇 (10)　大歩危背斜の東方延長部の背斜軸部で，やや南翼よりにある。層準は三縄層下部層に属する緑色片岩層の下部，下位の黒色片岩層との境近くで，鉱床の近くの緑色片岩は凝灰質ないし珪質である。

三縄 (15)　三縄層主部緑色片岩層の下部で，点紋緑色片岩に紅簾石をふくむ石英片岩層が伴つている。

新宮 (16)　三縄層下部層の下端近くの凝灰質緑色片岩層中にある。

佐々連 (20)　佐々連鉱床をふくむブロックは，2 本の断層で三波川帯の主部と切り離されており，岩層の連続を追うことによつて，直接に層準を決めることができない。しかし，岩相層序等の対比から，鉱床の層準は三縄層上部層の下部の緑色片岩層中と解釈される。したがつて，ほぼ，別子・筏津・愛媛の諸鉱床と近似した層準になる。

基安 (44)　能谷山中七番背斜が笹ヶ峰附近から南にずれまがつた位置にあり，三縄層主部緑色片岩層の下部に胚胎される。鉱床に直接する緑色片岩が塩質で堅硬である点が注意される。

3. 総　括

上にのべた鉱床以外のものについては，おもに文献によつて，その層序学的位置を決めた。その一々について説明することは省略して，これらの諸鉱床についての考察結果を第2表に総括する。

第2表　四国三波川帯プロパーのキースラーガーの層序学的位置

地層名			大歩危背斜区	能谷山中七番背斜区（含，四国西部）
吉野川層群	大生院層			
	三縄層群 中部層	上部層	1. 鴻ノ山(?) 20. 佐々連(?)	21. 上　関(?) 33. 鹿　路 72. 大　盛(?) 22. 白髪山 34. 積　善 24. 白　滝 35. 筏　津 25. 久　保 39. 別　子 30. 大川上 40. 檜　株 31. 光　森 41. 新　生 32. 伊　予 42. 愛　媛
		主部緑色片岩層	2. 折　木 3. 持　部 4. 広　石 5. 東　山 6. 久　宗 7. 川田山 8. 高　越 9. 別　枝（品野） 13. 三　好 15. 三　縄 18. 三　足 19. 横　藪	23. 下　川 50. 安　居 67. 左礼谷 84. 永　坂 98. 松 26. 中ノ谷 53. 九　騎 68. 仁川登 85. 大　内 99. 高　浦 27. 樅ノ木 54. 千　原 69. 中　山 86. 大　峰 100. 御三崎 28. 桧　山 56. 菅　生 70. 大　瀬(?) 87. 太　平 101. 鳥　井 29. 大川下 57. 優　良 71. 平　沢 88. 成　安 102. 向　灘 36. 余　慶 58. 鳴　滝 73. 肱　川 89. 大　成 37. 大坐礼 59. 銚子滝 74. 出　石 90. 足　成 38. 金　鍋 60. 満　穂 75. 金　山 91. 町　見 44. 基　安 61. 六　郎 78. 銅ケ鳴 92. 二　見 45. 黒　滝 62. 多居谷 79. 堺　谷 93. 忠　城 46. 亀ケ森 63. 広　田 80. 今　出 94. 大　江 47. 白　猪 64. 高　市(?) 81. 蕗　坂 95. 平　盤 48. 大　森 65. 寺　野 82. 雨　乞 96. 金比羅 49. 野　地 66. 宮　本 83. 梶　谷 97. 小　島
		下部層	10. 野々脇 12. 半田口山 16. 新　宮	43. 新　居 51. 広　沢 52. 大　屋 55. 中　野 76. 丸　尾 77. 折　尾
		小歩危層	11. 釜　脇(?) 14. 腕　(?) 17. 栗ケ市	
	下部層群	川口層		
		大歩危層		
西祖谷層群				

注　本表は，著者等の実地調査した鉱床以外は，巻末文献表にあげた文献によつて作成したものである．この表には，四国三波川帯プロパー中における，稼行ないし探鉱中のもの，およびかつて稼行ないし探鉱したキースラーガー中，その層序上の位置が解釈できるものを，できるだけ多く入れてある．位置不分明のため採用しなかつたものは，ごくわずかである．

IV. 考　　察

前章でまとめた結果から，三波川結晶片岩地域におけるキースラーガーの層序学的位置に，ある種の規則性があるということに気付かれることとおもう。本章では，そのような規則性が，I前書で提出したキースラーガーの物質源という問題に対して，どのような意味をもつか，ということを考察してみよう。

1) キースラーガーを胚胎する層準　キースラーガーをもつとも数多く胚胎するのは三縄層主部緑色片岩層で，ついで三縄層上部層・同下部層・小歩危層の順である。

2) キースラーガーを胚胎しない層準　キースラーガーは，西祖谷層群・大歩危層・川口層および大生院層には胚胎されていない。

このようにキースラーガーの数が地層によつてちがうのは，どのように考えればよいのであろうか。

まず考えなければならないことは，各地層の厚さがいちじるしくちがえば，すべての地層を通じて同じ密度でキースラーガーがふくまれていたとしても，それぞれの地層にふくまれるキースラーガーの数はちがつてくるはずである。第1表に示すように，各地層の厚さには場所によつてかなりの変化がみられるが，平均してみると，だいたい 1,000 m 前後であるから，地層の厚さのちがいからくる影響は，このばあいには無視してさしつかえないといつてもよいであろう。

それよりも問題にしなければならないことは，地層ごとに露出面積がかなりちがうという点である。第3図をおおざつぱにみてわかることは，小歩危層以下の地層にくらべて，三縄層以上の地層がはるかに広く分布しているということである。図示してないが，大生院層の分布範囲も，別子・白滝地方にほとんど限られている。三縄層の3部層についていえば，四国西部では主部層がもつとも広いが，中央部から東部にかけては，3者ともほぼ同じ面積をもつてあらわれている。

このことを念頭において，もう一度，第2表をみなおしてみよう。三縄層主部層中のキースラーガーの数は，四国西部を除くと，約半数くらいに減る。しかし，こうしてみても，1), 2) は成りたつのである。すなわち，キースラーガーの数は，三縄層主部層にもつとも多く，ついで，同上部層・同下部層・小歩危層の順になる。

このような，層序上におけるキースラーガーの消長関係は，第1表最右欄に示した海底火山活動の消長関係とよく一致している。すなわち，海底火山活動のまつたく無かつた大歩危層には，キースラーガーがまつたく無い。川口層・小歩危層と海底火山活動が盛になるにつれてキースラーガーがあらわれはじめ，それが最盛期に達した三縄層主部層でもつとも多く，同上部層になると減少し，大生院層ではなくなる。川口層・西祖谷層群には，海底火山活動に関係のある緑色片岩・石英片岩がかなりあるにもかかわらず，キースラーガーが知られていないのは，これらの地層が吉野川横谷沿いの小区域にしか露出していないためであろう。

以上，1), 2) の事実についての考察から結論されることは，**四国三波川結晶片岩系中のキースラーガーの層序上における消長は，地向斜時代における海底火山活動の消長と一致しており，キースラーガーの物質源は海底火山活動に密接な関係があると考えられる**，ということである。

さらにこの点を，これらの地層中でキースラーガーを胚胎する部分の岩相上の特徴から検討してみよう。

3) キースラーガーを胚胎する地層の岩相上の特徴　キースラーガーは，海底火山活動に伴つてできた物質から変成した緑色片岩・石英片岩中，あるいはそれに接して存在する。キースラーガーが胚胎される部分は，ほとんどのばあい，緑色片岩層そのものが不均質であつたり，石英片岩層を伴つた

り，あるいは黒色片岩層がはさまつたりしていて，岩相の変化が著しい。このような岩相の変化が著しい部分は，ふつう，厚い緑色片岩層の上下端近く，あるいは岩層が薄くなつたところにみられるので，キースラーガーも，厚い緑色片岩層の均質な内部よりも，岩層の上下端近くや，薄くなつたところにあらわれることが多い。

この事実は，第1図・第2図の柱状断面図をみてもわかることである。そこに示した例の中で，例外と考えられるものは基安鉱床のみ，といつてもさしつかえない。

ところで，緑色片岩層で上にのべたような岩相変化の著しい部分は，結晶片岩の原岩層でどのような部分に相当するのであろうか。小島は西日本支部例会で，三波川結晶片岩系中の石英片岩が（変成分化によつてできたと考えられるものを除いて），海底火山活動に直接関係してできた珪質堆積物に由来するということ，したがつて石英片岩と緑色片岩とは同時異相的な横の関係をもつということをのべた[6]。第1図・第2図からもうかがわれるように，厚い緑色片岩層を横に追うと，石英片岩・緑色片岩・黒色片岩の互層からなる薄い地層に移過することが多い。また，厚い緑色片岩層もこのような互層部でいくつにも分けられることがあり，とくに，緑色片岩層の上下端は，このような互層部をへて黒色片岩層に移過することが多いのである。結晶片岩地域の地質調査からえられたこれらの事実を総合してみると，石英片岩・緑色片岩・黒色片岩などの互層部は，海底火山活動によるいわゆる火山砕屑物質やそれに伴う化学的沈澱物質が，泥質物質とともに堆積した部分に相当すると考えられるのである。また，このような互層部ではさまれた均質塊状の厚い緑色片岩層の多くは，直接熔岩流から導びかれたものと考えられよう。

ほとんどのキースラーガーが，均質塊状の厚い緑色片岩層の中央部でなく，不均質な緑色片岩中，多くは石英片岩・黒色片岩を伴つた部分とか，緑色片岩の上下端にあるという事実，いいかえれば，**ほとんどのキースラーガーが結晶片岩系中で，原地向斜の海底火山活動による火山砕屑物質とそれに伴う化学的沈澱物質から変成したと認められる部分にあるということは，キースラーガーの原物質が海底火山噴出物質に由来する，ということを示すものと解される。**

これまでのべてきたことは，キースラーガーの層序上の位置に関することであつたが，第3図をみると，キースラーガーは三波川帯全体にわたつて一様に分布するのでないことがわかる。すなわち，

4) キースラーガーの分布　キースラーガーは三波川帯一様に分布するのでなく，いくつかの群をなして集まる傾向がある。

これを，キースラーガーの数が多い三縄層主部緑色片岩層についてみると，東から，高越地区・基安地区・松山南方地区・三崎半島基部から半島部というように，いくつかの群に分けることができる。このうち，高越地区のほかは，無点紋帯で，背斜部に当つているが，キースラーガーの集まつているこれらの地区が無点紋背斜地帯のその他の地区と，地質構造や変成様式について異なつているという事実は見あたらない。もちろん，輝緑岩とか蛇紋岩とかいつた運鉱岩らしいものがあるということもないのである。したがつて，この事実から推論して，**キースラーガーの原物質は地向斜帯一様にばらまかれていたのでなく，地向斜帯のいくつかの地区に集中的に供給されたと考えられる**のである。このことは，キースラーガーが海底火山活動に直接関係したとすれば，当然期待されることである。

ここで注意していただきたいことは，これまでの考察の中で，変成過程における物質の移動を無視してきたという点である。わたくしたちのこれまでの仕事から，この点について何かいえるとすれば，無点紋帯においては，物質のフロウ変形（flow）による移動や，片理面（層面）に沿う物質移動はあ

---

6) 小島丈児 (1952)：三波川帯の石英片岩層の成因に関する一仮説．日本地質学会西日本支部会報，10号，10～11.

る程度考えられるが，片理面（層面）に直角方向の物質移動はあまり考えられないという程度のことで，点紋帯では物質移動が相当な程度におこなわれていたことが考えられるのである。したがつて，無点紋帯にあるキースラーガーについては，結晶片岩系中での層序上の位置をそのまま，原堆積層中での層序上の位置におきかえても，大多数のばあいにさしつかえないと考えているが，点紋帯中のキースラーガー，とくに変形運動の著しかつた地帯のものについては，さらに考察を加えることが必要になる。そこでつぎに，本稿で扱つた資料の範囲で，この点に関して問題になることをぬき出して，考察を加えることにしよう。

5）大鉱床の存在する層準　キースラーガーの大鉱床がもつとも多いのは三縄層上部層中で，たとえば，佐々連・白滝・筏津・別子などがこのばあいである。三縄層主部緑色片岩中のものは，数は多いが，一般に鉱床の規模は小さい。ただし，主部層中でも，点紋帯中には高越のようにかなり規模の大きいものがある。三縄層下部層と小歩危層中のものは，規模が小さい。

三縄層上部層は点紋帯にはいるので，大ざつぱにいつて，大鉱床は点紋帯中にあるともいえないことはない。しかし，これらの大鉱床の位置をさらにくわしくみると，上にあげた例のうち，白滝をのぞいて，佐々連・筏津・別子・高越が，点紋帯と無点紋帯との境界近くの点紋帯中にあるということは，単なる偶然の一致であろうか。この疑問に，ここで扱つた資料の範囲内で解答をあたえることはできないが，つぎの2とおりの解釈の仕方があろう。

まず，これらの大鉱床の層準をみると，筏津と別子は三縄層上部層の最下部附近の，ほとんど同じ層準で，しかもこの層準にはこのほかにも，愛媛・槍峠の鉱床があり，佐々連もおそらくこのあたりの層準ではないかとおもわれるのである。このことから考えると，別子・筏津の層準に相当する堆積時期に，この地帯にひじように多量のキースラーガー原物質が供給され，**点紋形成を伴う変成過程である程度の物質の移動集積がおこなわれたとしても，はじめに原物質が堆積した層準をあまり著しく変えることはなかつたのではなかろうか。**これが一つの解釈の仕方である。

もう一つの解釈は，点紋形成を伴つた変成作用では当然著しい物質移動が考えられるので，**キースラーガーの原物質が点紋形成を伴う変成作用で移動し，移動物質がある条件の場所に集積してキースラーガーをつくつたのではなかろうか，**という考え方である。

この問題を解決するためには，個々のキースラーガーについて，その地方の地質構造・変成様式との関係を検討することが必要である。

V. 結　　語

本稿では，四国三波川帯プロパー中にあるキースラーガーについて，その形態のちがいを考えずに，それらが三波川結晶片岩系の中のどんな層準にくるかということをしらべた。その結果，キースラーガーの層序上における消長が，地向斜時代における海底火山活動の消長に一致していることを知つた。また，キースラーガーを胚胎する部分の岩相の特徴から，キースラーガーが，原地向斜の海底火山活動による火山砕屑物質とそれに伴つた化学的沈澱物質から変成した部分に胚胎されていることを知つた。これらの考察から，三波川帯のすくなくとも大部分のキースラーガーの原物質は，地向斜海底火山活動によつて供給されたもので，いわゆる Exhalationslagerstätten をその原形とするものと解される。地向斜内における原物質の供給は一様ではなく，いくつかの地区および層準に集中しておこなわれたものである。変成過程における原物質の移動集積については十分な資料はあげていないが，著者等の意見では，無点紋帯のものではもとの層準から離れるほどの移動はなく，点紋帯のものでは，さらに慎重に検討を加える必要がある。

文 献

1) 秀 敬 (1954)：高知県白滝鉱山付近の地質構造，広島大地研報，4号，47～83.
2) 平山 健 (1953)：7万5千分の1地質図巾脇町及び同説明書.
3) 平山 健・田中啓策 (1955)：7万5千分の1地質図巾徳島及び同説明書.
4) 堀越 義一 (1939)：愛媛県大峯鉱床の形態に就いて，地質雑，**46**，(547)，193～195.
5) 堀越 義一 (1940)：別子型鉱床の形態的研究，学振第2小委報告 1.
6) 堀越 義一・久保田忠志 (1940)：愛媛県出石・今出鉱床群附近の地質及鉱床概報，地質雑，**47**，(558)，103～111.
7) 堀越 義一 (1953a)：層状含銅硫化鉄鉱床と黒鉱々床，地球科学，9号，4～8.
8) 堀越 義一 (1953b)：別子型鉱床の雁行性とその探鉱について，鉱山地質，**3**，(7)，15～20.
9) 堀越義一・木村 正・小村幸二郎 (1954)：日本の層状含銅硫化鉄鉱床総覧，鉱山地質特別号第1号.
10) 神山貞二・堀越義一 (1938)：結晶片岩中における鉱物配列・褶曲軸・キースラーガーの関係について，(予報)，地質雑，**45**，(537).
11) 加納 博 (1950)：岩手県田老地方における菫青石と層状硫化鉄鉱床との関係，岩礦，**34**，(5)，141～151.
12) 加納 博・武藤矩靖 (1951)：田老鉱床における鏑の内変動帯の構造——特に線構造と落しの問題に関連して——，地質雑，**57**，(672)，399～414.
13) 加藤 武夫 (1937)：新編鉱床地質学.
14) 木村 正・小村幸二郎 (1954)：愛媛県西部地域含銅硫化鉄鉱調査報告，地調月報，**5**，(10)，505～528.
15) Kojima, G. (1951a)：Über das "Feld der Metamorphose" der Sanbagawa kristallinen Schiefer——besonders in Bezug auf Bildung des kristallinen Schiefergebietes in Zentral-Sikoku. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., ser. C*, **1**, (1), 1～18.
16) 小島 丈児 (1951b)：四国中央部結晶片岩地域の層序と構造，地質雑，**57**，(668)，177～190.
17) 小島 丈児 (1951c)：三波川変成の諸問題，地球科学，6号，63～71.
18) 小村幸二郎 (1954)：愛媛県佐田半島西部調査報告，地調月報，**5**，(10)，559～564.
19) 永井浩三・堀越和衛 (1953)：愛媛県伊予郡砥部町附近の第三紀層，愛媛大紀要第二部，**1**，(4)，443～456
20) 野田勢次郎・神津俶祐 (1910)：20 万分の1地質図巾松山及び同説明書.
21) 小川 琢治 (1902)：20 万分の1地質図巾高知及び同説明書.
22) 佐川栄次郎 (1910)：阿波北部及伊予西部含銅黄鉄鉱鉱床地質調査報文，地質要報，**22**，(1).
23) 佐藤 戈止 (1929a)：7万5千分の1地質図巾久万及び同説明書.
24) 佐藤 戈止 (1929b)：7万5千分の1地質図巾出石山及び同説明書.
25) 佐藤 戈止 (1931)：7万5千分の1地質図巾松山及び同説明書.
26) 佐藤 戈止 (1938)：7万5千分の1地質図巾新居浜及び同説明書.
27) 四国商工局鉱山部 (1947)：四国鉱山誌.
28) 商工省鉱山局 (1932)：硫化鉄鉱調査概要.
29) 杉山 隆二 (1955)："Kieslager" の母岩の線構造，並に "L—S Fabric Analysis" について，新潟大理学部研究報告，**I** 類，**3**，(1)，1～66.
30) 鈴木 敏 (1896)：20 万分の1地質図巾徳島及び同説明書.
31) 竹田 英夫 (1954)：愛媛県佐々連鉱山付近の地質と鉱床 (予報)，広島大地研報，4号，35～45.
32) Tatsumi, T. (1953)：Geology and genesis of the cupriferous iron sulphide deposits of the Makimine Mine, Miyazaki Prefecture, Japan. *Coll. Gen. Education, Univ. of Tokyo*, Sci. *Papers*, **3**, (1～2), 81～113, 201～247.

33) 香田　芳彦 (1953)：三崎半島の地質構造について，愛媛大紀要，第二部，**1**，(4)，133～138.
34) 香田芳彦・野間泰二 (1953)：大屋地区銅鉱床調査報告，高知県地下資源調査報告書，高知県経済部商工課，1～11.
35) 東郷　文雄 (1953)：愛媛県二川鉱山硫化鉄鉱調査報告，地調月報，**4**，(1)，58～63.
36) 渡辺万次郎 (1952)：日立鉱床に関する諸問題，鉱山地質，**2**，(5)，113～119.
37) 吉田　尚夏 (1948)：石槌山近傍の第三紀火成岩類について（予報），広島大地研報，1号，37～47.
38) 吉田善亮・物部長進 (1951)：愛媛県優星鉱山調査報告，地調月報，**2**，(1)，20～23.
39) 吉野言生・小島丈児 (1953)：愛媛県新居浜愛媛鉱床付近の地質構造，地質雑，**59**，(696)，424～434.

短　　報

猪　郷　久　義*: 飛騨山地福地付近の尾添(オソブ)谷礫岩について

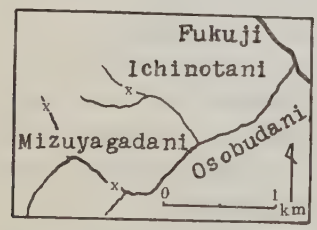
すでに亀井節夫・湊正雄が報告したように，飛騨山地福地付近の古生界には興味ある礫岩を含む．村上礫岩・一の谷礫岩がそれである．当地域の層序・化石内容等については，追つて詳細に報告するとして，こゝには，一の谷礫岩についての新知見をとりあえず報告する．

亀井は一の谷礫岩を二畳系下部～中部の一の谷層群の基底礫岩と考え，坂本沢礫岩に対比した．

筆者の研究によると，この付近の層序はつぎのようになるので，一の谷礫岩の時代論も変更を要する．

空山層群**
　この下部に尾添谷礫岩あり } Permian
一の谷層群 { 水屋が谷層
　　一の谷層……Carboniferous

尾添谷礫岩は亀井の一の谷礫岩に相当するが，尾添谷できわて良く露出するので，一の谷礫岩の代りに尾添谷礫岩の名を用いる．尾添谷では厚さ10 m で，川床に露出し，石灰岩・頁岩・砂岩・チャート・輝緑凝灰岩・花崗岩・斑状花崗岩・石英斑岩・安山岩・スピライト質玄武岩などの礫も含む．これらの礫は雑然と大少混在し，緑灰色粗粒砂岩が基質をなす．基質および火成岩礫には曹長石化がおこなわれている．石灰岩礫は角礫および円礫で直径1 m に及ぶものも珍らしくない．これにつぎのような時代の異なつた化石を含む礫のあることは注目に価する．すなわち，ゴトランド紀の *Favosites* sp. (*gotlandicus* type), *Clathrodictyon* sp., *Atrypa* sp., 二畳紀の *Hayasakainakotakiensis* Fujimoto & Kawada, *H.*? *kawadai* n. sp., *Schubertella* sp., *Pseudofusulina duplithecalis* n. sp., *P.* spp., *Misellina minor* (Deprat), *Iranophyllum* sp., *Wentzelella* cfr. *flexuosa* Huang, *W.* sp. などである．



この型の礫岩は水屋が谷でも発達するが，ここでは石灰岩礫は未発見である．花崗岩円礫 (直径 30～50 cm)，緑色岩類が目立つ．

以上のように時代の異なつた礫，花崗岩類などの巨礫の存在することなどから，この礫岩と一の谷層群との間に当然不整合が予想される．しかし，これが二畳系最下部の基底礫岩でないことは層序・化石内容からなんら疑いの余地はない．なお，この礫岩の下位約 80 m の層準に頁岩を基質とし，石灰岩角礫の多い，厚さ 1～2 m の礫岩があり，これに *Pseudoschwagerina*, *Pseudofusulina* などを含む礫が存在する．

尾添谷礫岩は飛騨山地古生界層序論上，重要な意義をもつばかりでなく，火成作用の時代決定にも一役買うものと考えられる．またこのような中部二畳系下部の地層に礫岩が発達することが諸所から知られて来たが，これが日本の二畳系にどのような意味をもたらすものかを解明することが今後の課題となるであろう．

おわりに，御指導と御討論をたまわつた，藤本教授・柴田教授・牛来助教授・亀井節夫氏に深謝の意を表する次第である．

*　東京教育大学理学部地質学鉱物学教室
** 亀井の定義したものとやゝ異なる．

ニ　ュ　ー　ス

北海道支部

○1955 年 11 月例会

30 年 11 月 21 日（月），於　北大理学部地鉱教室座長（原田準平・小林英夫）

1) 層雲峡陸満別附近第四紀層の花粉分析
……井口休夫

2) 鴻之舞鉱山西部及び春富鉱山北部の斜長流紋岩……浦島幸世・勝井義雄

3) 小樽市朝里鉱山産の鉄鉱石について（鉄鉱石の研究-2）……大町北一郎

4) 札幌市外小別沢鉱山産のテルル鉱物について……石橋正夫

5) 立山火山の熔岩に就いて……石川俊夫

6) 石灰石の交代変成作用……小林英夫

石橋正夫君は講演終了後，約 30 枚のスライドを使用して，小別沢鉱山産の各種テルル鉱物の反射顕微鏡下の組織と構造について説明された．又井口休夫君はカラー・スライドを使用して，大雪山の熔結凝灰岩の産状を紹介し，盛会のうちに例会を終了した．

○昭和 30 年 11 月 19 日に雌阿寒岳の爆発により，北大理学部地鉱教室勝井義雄・鈴木淑夫，地球物理教室佐久間修三・村瀬勉が調査のため 11 月 23 日に出発して，11 月 30 日に帰札した．この調査報告については 12 月例会で報告される予定．

○北海道第四紀研究会の開催

第 8 回談話会　昭和 30 年 8 月 26 日　於　北大，理，会議室

紋別郡湧別川流域旧石器発掘報告会

芹沢長介・吉崎昌一・河野広道・大場利夫・濱正雄

第 9 回談話会（北海道火山・温泉研究談話会と共催）

昭和 30 年 12 月 2 日，於　北大，理，地鉱教室

――火山灰に関する討論会――

火山固形噴出物の飛行について　佐久間修三

北海道の火山灰の分布　瀬尾春雄

多数の人々が参加して，各地の火山灰にかんする資料が公開された．

○グリン・タフ津軽海峡西部両岸の巡検

(30. 9. 28―10. 2)（藤岡一男が主催するグリン・タフ研究の 1 つとして）

本州津軽半島の層序を検討し，これのつなぎとして北海道松前地方のグリン・タフの層序との対比を目的としておこなわれた．当支部からは佐々保雄・石川俊夫・魚住悟・白井・中添の諸氏が参加した．

○北海道鉱山学会第 5 部会鉱山地質部会第 3 回研究会の開催

北海道鉱山学会の部会として鉱山地質部会（部会長：原田準平教授）が昭和 28 年に成立され，現在まで年 1 回の割合で研究会がわれている．今回，第 3 回目の研究会がおこなわれた．

昭和 30 年 12 月 3 日（土）北大工学部会議室

講　演

（1）鉱床成因論の発達史について（第 1 部）
……福富忠男

（2）鉱床成因論の発達史について（第 2 部）
……石橋正夫

討論会　鉱床と地質構造支配について（2）
――鉱体と断層との関係について――
（司会者：神田四男）

（1）稲倉石鉱山の鉱床について
……井上光夫

（2）イトムカ鉱山の鉱床について
……安達和夫

（3）大金鉱山の鉱床について…秋葉力

○（第 2 次）未利用鉄資源調査（昭和 30 年 11 月 3 日～11 月 15 日）

昨年の調査地の中でとくに精査を要する地方について行われた．

第 1 班　白老・幌別地方――鈴木醇・大町北一郎・鈴木淑夫

第 2 班　鹿部地方――原田準平・浦島幸世・山田敬一

○北海道火山温泉研究談話会

第 6 回例会　10 月 15 日，於，北大，理，地鉱教室

（1）川湯温泉についての昔の研究
……福富忠男

（2）アトサヌプリ附近の火山地質
……石川俊夫

（3）地球物理学的にみた川湯温泉の地下構造
……福富孝治

12 月例会

昭和 30 年 12 月 12 日（月），於　北大理学部

地質学鉱物学教室

報　告　(イ)　評議員会の報告の件

(ロ)　ウラン資源調査のアンケートの件

講　演（座長：鈴木　醇）

1)　日高における球状閃緑岩の発見(木崎甲子郎)

2)　日高千呂露川上流に於けるソーシュル石斑糲岩の変成作用及びチタン鉄鉱床　(越野正)

3)　釧路国阿寒硫黄鉱山の鉱床について
(大町北一郎・鈴木淑夫・石川俊夫)

4)　雌阿寒岳の 11 月 19 日の爆発について
(佐久間修三・勝井義雄・鈴木淑夫・村瀬勉)

5)　津軽海峡西部の海底地質　(佐々　保雄)

6)　下川鉱床の構造規性に関する若干の考察
(牛沢　信人)

スライド・コンクール

(組もの)

(1)　佐渡ケ島の地質について（カラー）
(佐々　保雄)

(2)　阿寒硫黄鉱山（カラー）
(鈴木淑夫・大町北一郎・石川俊夫)

(3)　あなじやこの生態（カラー）(武田　祐幸)

(4)　釜石鉱山（その 1）(カラー)(大町北一郎)

(5)　津軽半島の地質（カラー）　(佐々　保雄)

(6)　雌阿寒岳 11 月 19 日の爆発（カラー）
(佐久間修三・鈴木淑夫)

(一駒もの)

(1)　2,3 の銅鉱石顕微鏡写真（カラー）
(石橋　正夫)

(2)　弾性波による海底地質調査の一場(カラー)
(佐々　保雄)

当支部主催の第1回スライド・コンクール（地学に関係あるもの）は地学普及の意味もあつて，盛大なものとなり，出席者（52名）の投票によつて組ものでは“阿寒硫黄鉱山”が1位となり，一駒ものとしては“2,3 の銅鉱石顕微鏡写真”が1位となり，それぞれ作品提出者に石川支部長から賞品が贈呈された．又ウラン資源調査のアンケートについては石川支部長から説明があり，小林英夫議長により例会に出席した支部会員の御意見を伺つた．

○北海道地下資源調査所（道立）の開所5周年記念が昭和 30 年 12 月 16 月に行われることになつた．
(大町北一郎記)

第4回アメリカ粘土鉱物会議

1955 年 10 月 10 日より 13 日まで，ペンシルバニア大学で開催，参会者約 200 人，発表論文数約 50 篇．シンポヂウムとして『粘土と水との関係』，『熱転移』『混合層鉱物』の3つが取り上げられた．今回の会議に海外より，招請せられた人は下記の8名．J. M. Albareda(スペイン)，W. Dekeysar (ベルギー)，S. Henin (フランス)，U. Hofmann (ドイツ)，D. M. C. MacEwan (イギリス)，G. F. Walker (オーストラリア)，J. White (イギリス)，須藤俊男（日本)，(うち，S. Henin 病気のため欠席)．海外からの出席者に対しては，各国の研究現状についての総会講演と，出席者の研究を中心とした講演とを要求せられた．
(須藤俊男記)

払込通知票

口座番号	東京	十	万	千	百	十	番	
			2	8	0	6	7	
加入者名	日本地質学会							
金額	※	億	千	百	十	万	千	百	十	円
払込人 住所 氏名	※									
備考		受付局日附印								

（郵政省）

文字は正確明りように、数字はアラビヤ数字を使つてお書を下さい。

各票の※印欄は、払込人において記載して下さい。

払込票

口座番号	東京	十	万	千	百	十	番	
			2	8	0	6	7	
加入者名	日本地質学会							
金額	※	億	千	百	十	万	千	百	十	円
払込人 住所 氏名	※									
料金	払込 円	特殊 円	受付局日附印							
備考										

局番号印

（郵政省）

記載事項を訂正した場合は、その箇所に証印して下さい。

各票の記載事項に間違のないことをお確め下さい。

通　信　欄

この欄は、加入者宛の通信に御使用下さい。

佐賀大学教授・九州大学講師　青山信雄著

岩石学〔III〕変成岩篇

A5判　291頁　9ポ横組　上製本ケース附　定価　¥ 550 (送料 ¥ 70)

昭和31年1月20日発行

—本書の内容—

本書は変成岩に関する現代の最新の知識を網羅し，次の諸項目より成る．

第1章　変成岩一般，第2章　変成岩の構造，第3章　変質帯・鉱物組合せ・変質相，第4章　熱変質，第5章　交代変質，第6章　広域変質，第7章　広域変質と関係ある深成貫入体，第8章　多変質と退行変質，第9章　各変質相の特性，第10章　変形岩の構造，第11章　変形岩の構造解析，第12章　変成岩各論　英文・和文・人名索引

——木下亀城博士の序文より

このたび畏友青山信雄君が，最近の新しい多くの研究結果を網羅圧縮して，変成岩の珍袖百科事典ともいうべき，わが国最初のこの種の文献の刊行を企劃された．「変成岩」が一冊の書物の形にまとめられたのは，恐らく U. Grubenmann の Die Kristallinen Schiefer が最初だつたろうが，この本が著されてからもう 50 年になる．B. Sander の Gefügekunde der Gestein が出てからも，かれこれ 20 年になる．その間に変成岩に関する智識の開発はかなり夥しいものであつて，既に，誰か変成岩に関する新しい本を出さねばならない時期に到達していた．しかし外国にもこの種の本は殆んどない．それは一つにはこの仕事が容易な事ではないからである．

本書は発行部数僅少につき書店には出しません。直接本会へ。3部以上送料本会負担

岩石学〔I〕　A5判　256頁　ケース入　定価　450円　送60円
火成岩一般及び各論

岩石学〔II〕　A5判　246頁　ケース入　定価　450円　送60円
火成岩成因論

京都市上京区烏丸出水西入
日本礦物趣味の会
振替京都 16411 番・電話西陣④3280 番

偏光顕微鏡，鉱物岩石標本，岩石セクション，整理箱類，各種鉱物切断研磨，実験用器具類

東京都文京区市兵衛河岸4号地　有限会社　岩本鉱産物商会
電話小石川 (92) 2563番

国電，都電　飯田橋下車3分　飯田橋公共職業安定所前

地質学雑誌 第62巻 第724号 昭和27年6月10日第三種郵便物認可 昭和 31 年1月25日 発行(毎月1回25日発行)

THE JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN

Vol. LXII, No. 724, January, 1956

CONTENTS

Original Articles: Page

On the so-called Shikotsu-welded tuff .....Shigeo Doi and Hiroshi Osanai (1)

On the Relation between the Structural Units and Metamorphic Rocks surrounding Mizunashi, Toyama Prefecture .....Mamoru Suzuki (8)

Itadorigawa Group in Western Shikoku——On Some Problem Concerning the Middle Pennsylvanian of Japan——(Studies on the Chichibu Terrain in Shikoku V) .....Ken-ichi Ishii (20)

The Stratigraphical Position of *Kieslager* in the Sambagawa Crystalline Schist Zone in Shikoku..... George Kojima, Kei Hide and Gensei Yoshino (30)

Short Communications:

Note on the Osobudani Conglomerate of the Fukuji District, Hida Mountainland .....Hisayoshi Igô (46)

News ..... (47)

昭和31年1月20日印刷　昭和31年1月25日発行　定価100円
編集兼発行者　東京大学理学部地質学教室内　日本地質学会　坂田嘉雄
(振替口座東京　28067)
印刷者　東京都北区上中里1の35　株式会社双文社　倉沢直男
All Communications relating to this Journal should be addressed to the
GEOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN
Geological Institute, Faculty of Science, Tokyo University, Japan